



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ROL DE LA OROGRAFÍA COSTERA EN LA PRECIPITACIÓN DE CHILE CENTRAL:
ANÁLISIS Y SIMULACIÓN PARA CASOS DE TORMENTA CÁLIDA Y TORMENTA
FRÍA.

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOFÍSICA

CRISTIAN GONZALO MUÑOZ CASTILLO

PROFESOR GUÍA:
DR. RENÉ DARÍO GARREAUD SALAZAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DR. JOSÉ RUTLLANT COSTA
DR. MARK FALVEY
DR. ALDO MONTECINOS GULA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Proyecto Fondecyt 1110169

SANTIAGO DE CHILE
2014

Resumen

El rol de la cordillera de la costa en la distribución y montos de precipitación en Chile central (32° - 35° S) es un aspecto que se ha mantenido hasta ahora sin estudiar. En este trabajo, se analiza de qué manera la presencia de la topografía costera impacta en estos aspectos para la región de Chile central durante el paso de una tormenta cálida ocurrida en Mayo de 2012 y una tormenta fría ocurrida en Agosto de 2012. Las distintas configuraciones sinópticas asociadas a cada evento, hacen que el rol de la topografía sea distinto en cada caso.

Para analizar el rol de la topografía costera, se realizan simulaciones en WRF con resolución horizontal de 3 km, las cuales son alimentadas con condiciones de borde provenientes de los campos CFSR de alta resolución horizontal ($0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$) y una topografía variable para cada evento. Dichas variaciones, consisten en mantener la topografía completa; mantener sólo la cordillera de Los Andes; mantener sólo la cordillera de la costa y la remoción completa de topografía sobre la región de estudio.

Se encuentra que la cordillera de la costa, en el caso cálido, suministra una barrera responsable de aumentar (disminuir) la precipitación en la ladera a barlovento (sotavento) configurándose así zonas de sombra orográfica en la precipitación y que afecta principalmente a la cuenca de Santiago, situada a sotavento de la cordillera de la costa. En este sector, la precipitación puede ser, al menos, un 50 % menor respecto a lo registrado a barlovento mientras que en el caso frío, la distribución espacial de la precipitación adquiere un patrón más homogéneo y asociado principalmente a la presencia andina, sin mayores diferencias en las laderas a barlovento y sotavento de la cordillera de la costa.

La diferencia en la respuesta orográfica costera a la precipitación entre ambos casos, se debe principalmente a que durante el desarrollo de la tormenta cálida existe una continua advección de aire húmedo hacia la región de estudio, mientras que durante la tormenta fría persisten cerca de la superficie la presencia de un bloqueo y de condiciones más estables que en el caso cálido. Por otro lado, no se obtuvo evidencia de un retraso en el avance de la actividad frontal por efecto topográfico, aunque sí pudo asociarse a la presencia andina el aumento en la persistencia de los eventos de precipitación al sur de 35° S. Finalmente, la precipitación asociada a la combinación cordillera de Los Andes y cordillera de la costa por sí solas, no logra representar la precipitación total de ninguno de los eventos, por lo que efectos no lineales en la relación precipitación-altura serían importantes en la distribución y montos de precipitación en la zona de estudio.

Dedicada con cariño para mi gran amor Emma Ortiz, y para todos quienes luchamos para cumplir nuestros sueños.

Agradecimientos

Son muchas las personas quienes, a lo largo de estos años fuera de Concepción, me han apoyado en todo sentido. En primer lugar quisiera agradecer a mis padres, Juan y Cecilia, así como a mis hermanos Juan Pablo y Rodrigo. A mis padres por el eterno cariño y preocupación y a mis hermanos, junto con mi cuñada Carla, por acompañarme siempre con un espíritu fraterno y acogedor en una ciudad que a veces, me pareció extraña. A mi querida sobrina Josefa, por ser la luz que irradia una alegría y cariño del cual todos tus seres queridos, nos sentimos enormemente afortunados. Vaya para ti, mi compromiso de hacer de este mundo un mejor lugar en el cual puedas crecer.

Al personal docente de la sección de Meteorología, sin excepción, por su eterna cercanía, disposición y espíritu constructivo, lo cual me permitió mejorar de gran manera mis conocimientos y competencias científicas.

A mi profesor guía, René Garreaud, vaya mi mayor gratitud y reconocimiento por ser el gran científico que es. Por animarme y exigirme a ir cada vez más lejos en este proyecto y por darme las herramientas para llevarlo a cabo. A él le agradezco la oportunidad de trabajar juntos así como la paciencia mostrada con este orgulloso estudiante, quien muchas veces prefería no presentarle análisis “a medias”. Sin dudas, he aprendido mucho de él y siempre le estaré agradecido por ser mi maestro.

A los profesores de la comisión evaluadora, les agradezco sus comentarios que mejoraron en gran medida este trabajo. A Aldo Montecinos por ser, desde siempre, una gran persona, escritor y mi mentor académico desde el pregrado; a Mark Falvey por la cercanía y esfuerzos en hacer este trabajo más simple y al profesor José Rutllant por su disposición y enseñanzas que mejoraron notablemente la sección observacional. En verdad, me siento enormemente afortunado por contar con esta comisión.

A todos mis compañeros(as); amigos(as) y funcionarios(as) del DGF, sin excepción, que conocí durante estos años. Gracias por los momentos de camaradería y ayuda en los momentos requeridos. En particular, quisiera agradecer a Maximiliano Viale por la rutina de cálculo de perfiles verticales, así como su gran ayuda en la interpretación de los resultados del modelo.

Quisiera también agradecer a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC); a la Dirección General de Aguas (DGA) y a la división El Teniente de CODELCO por los datos de precipitación utilizados. Finalmente, quiero agradecer también a Conicyt, el cual a través del proyecto FONCECYT 1110169, financió esta tesis de magíster.

Tabla de Contenido

Introducción	1
1. Metodología	7
1.1. Base de Datos	7
1.1.1. Superficie	7
1.1.2. Niveles Superiores	8
1.1.3. Información Satelital	8
1.2. El modelo Weather Research and Forecasting (WRF)	8
1.2.1. Configuración de las Simulaciones	9
1.2.2. Esquema de Variación de la Topografía	10
2. Episodios de Tormenta cálida y fría en Chile central	13
2.1. Precipitación Anual en la región	13
2.2. Caracterización de los episodios	16
2.3. Caso de Tormenta cálida en Chile central	18
2.4. Caso de Tormenta fría en Chile central	23
2.5. Flujo en altura durante tormenta cálida y tormenta fría	32
3. Simulación de los eventos	44
3.1. Descripción y validación de simulaciones	44
3.1.1. Simulación Control	44
3.2. Simulaciones con topografía variable	45
3.2.1. Tormenta Cálida	45
3.2.2. Tormenta Fría	51
3.3. Relación precipitación-elevación del terreno	54
3.3.1. Tormenta cálida	54
3.3.2. Tormenta fría	58
3.4. Series de Tiempo de precipitación	61
3.4.1. Santiago	61
3.4.2. Cantillana	64
3.5. Mecanismos Físicos	64
3.5.1. Tormenta cálida	67
3.5.2. Tormenta fría	73
Conclusión	78
Bibliografía	82

A. Red de estaciones pluviométricas	87
B. Esquemas de parametrizaciones físicas en WRF	92

Índice de tablas

1.1. Parametrizaciones físicas usadas en WRF	9
2.1. Resumen comparativo tormentas cálida y fría	32

Índice de figuras

1.	Sección transversal sobre Chile central en 30°; 33°; 36° y 39°S	6
1.1.	Topografía del modelo para cada simulación	11
1.2.	Sección transversal en 34°S para cada simulación.	12
2.1.	Área de estudio y topografía.	14
2.2.	Precipitación anual en estaciones red DGA.	15
2.3.	Precipitación acumulada en estaciones pluviométricas.	17
2.4.	Precipitación acumulada en estaciones pluviométricas, escaladas respecto a lo precipitado en la estación DGF.	19
2.5.	Evolución temporal de variables meteorológicas durante el evento de Mayo.	20
2.6.	Imágenes satelitales y geopotencial en 500 hPa durante el evento de Mayo.	22
2.7.	Carta sinóptica en superficie durante el evento de Mayo.	24
2.8.	Agua precipitable y presión durante el desarrollo del evento de Mayo.	25
2.9.	Evolución temporal de variables meteorológicas durante el evento de Agosto.	26
2.10.	Imágenes satelitales y geopotencial en 500 hPa durante el evento de Agosto.	28
2.11.	Carta sinóptica en superficie durante el evento de Agosto.	30
2.12.	Agua precipitable y presión durante el desarrollo del evento de Agosto.	31
2.13.	Flujo horizontal sobre el Pacífico; Santo Domingo y Santiago (topografía completa).	35
2.14.	Flujo horizontal sobre el Pacífico; Santo Domingo y Santiago (topografía removida).	37
2.15.	Diferencia respecto al caso con topografía removida, en el flujo horizontal sobre el Pacífico; Santo Domingo y Santiago.	38
2.16.	Flujo zonal y meridional a las 06Z 27 Mayo sobre $\approx 34^\circ\text{S}$	39
2.17.	Flujo zonal y meridional a las 18Z 22 Agosto sobre $\approx 34^\circ\text{S}$	40
2.18.	Perfil de estabilidad para cada tormenta	42
2.19.	Evolución temporal del límite crítico del número de Froude para tormenta cálida y tormenta fría.	43
3.1.	Precipitación observada y simulada, junto con la topografía del modelo para cada simulación.	46
3.2.	Precipitación acumulada WRF tormenta cálida.	47
3.3.	Progresión sur-norte de la precipitación asociada a la tormenta cálida.	49
3.4.	Corte topográfico y precipitación en cada simulación para el caso de tormenta cálida.	50

3.5. Precipitación en la simulación control explicada por la combinación cordillera de Los Andes y cordillera de la costa (Tormenta cálida).	52
3.6. Precipitación acumulada WRF tormenta fría.	53
3.7. Progresión sur-norte precipitación asociada a tormenta fría.	55
3.8. Corte topográfico y precipitación en cada simulación para el caso de tormenta fría.	56
3.9. Precipitación en la simulación control explicada por la combinación cordillera de Los Andes y cordillera de la costa (Tormenta fría).	57
3.10. Precipitación asociada a la presencia orográfica en cada simulación (Tormenta cálida).	59
3.11. Precipitación asociada a la presencia orográfica en cada simulación (Tormenta fría).	60
3.12. Precipitación observada y simulada sobre la estación DGF (tormenta cálida).	62
3.13. Precipitación observada y simulada sobre la estación DGF (tormenta fría).	63
3.14. Precipitación observada y simulada sobre la estación Puerta del Viento en Cantillana (tormenta cálida).	65
3.15. Precipitación observada y simulada sobre la estación Puerta del Viento en Cantillana (tormenta fría).	66
3.16. Viento en 700 hPa y precipitación en 3 hrs a las 06Z 27 Mayo.	68
3.17. Flujo en 850 y 700 hPa a las 06Z 27 Mayo para simulaciones “Solo Andes” y “Solo Costa” respecto al caso “Sin Topografía”.	69
3.18. Cambio de coordenadas a sistema paralelo a sección longitudinal	70
3.19. Precipitación y flujo vertical a las 06Z 27 Mayo para cada simulación a lo largo de la cordillera de la costa.	71
3.20. Influencia orográfica en el flujo vertical y precipitación a las 06Z 27 Mayo.	72
3.21. Viento en 700 hPa y precipitación en 3 hrs a las 09Z 22 Agosto.	74
3.22. Flujo en 850 y 700 hPa a las 09Z 22 Agosto para simulaciones “Solo Andes” y “Solo Costa” respecto al caso “Sin Topografía”.	75
3.23. Precipitación y flujo vertical a las 09Z 22 Agosto para cada simulación a lo largo de la cordillera de la costa.	76
3.24. Influencia orográfica en el flujo vertical y precipitación a las 09Z 22 Agosto.	77
A.1. Distribución espacial de estaciones utilizadas.	88

Introducción

La región de Chile central, situada en la costa oeste de Sudamérica y que se extiende entre 32° y 35°S (Fig. 2.1), es un área densamente poblada albergando a más de 10 millones de habitantes ($\approx 62\%$ de la población total del país), donde se concentra, además, la mayor parte de la actividad económica ligada a la agricultura, el comercio y la industria vitivinícola. Su régimen de precipitación presenta una variabilidad temporal en distintas escalas. En la escala interanual, la precipitación se asocia principalmente al ciclo El Niño-Oscilación del Sur (ENSO; Aceituno 1988; Montecinos y Aceituno 2003), de tal manera que fases cálidas (frías) del ciclo se asocian con condiciones invernales más húmedas (secas) sobre Chile central. No obstante, pueden existir inviernos lluviosos (secos) durante condiciones no asociadas a ENSO (condiciones neutras), las cuales se generarían por la intensificación (debilitamiento) del flujo oeste en altura (Montecinos et al. 2011). En la escala estacional en tanto, los episodios de precipitación son más frecuentes durante el invierno austral, principalmente por una mayor frecuencia en el arribo de sistemas frontales producto del desplazamiento hacia el norte del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (Fuenzalida 1971; Garreaud 1994). Como resultado de este comportamiento, se observa un marcado gradiente norte-sur de la precipitación media (Fig. 2.2), dado que la región de Chile central se sitúa hacia el norte del corredor de tormentas (Storm Track) en el Hemisferio Sur y del cinturón de flujo oeste (Vera et al. 2002; Garreaud et al. 2009). Tales sistemas frontales, interactúan con la presencia orográfica de tal manera que el rasgo topográfico más importante presente en Chile central (la cordillera de Los Andes), es capaz de generar un intenso viento norte a bajo nivel que retarda el avance hacia el norte de los sistemas frontales, generando una mayor convergencia y aumentando la persistencia de la precipitación hacia el sur (Barret et al. 2009). Por otra parte, la cordillera de Los Andes genera también un efecto de sombra orográfica en la precipitación asociada a los sistemas frontales que provienen del Pacífico (Viale y Nuñez 2011; Falvey y Garreaud 2007), existiendo condiciones más húmedas (secas) en el lado a barlovento (sotavento) en donde se sitúa la ladera occidental (oriental) de la cordillera de Los Andes, generando un gradiente este-oeste en la precipitación de Chile central que se asocia a la topografía andina.

En Chile central, sin embargo, existe un rasgo topográfico menos estudiado dado que es de una menor envergadura que la cordillera de Los Andes, al cual se le denomina cordillera de la costa. La cordillera de la costa, consiste en una cadena montañosa que se extiende continuamente desde la región sur de Arica ($\approx 18^\circ\text{S}$) hacia la zona de Nahuelbuta ($\approx 38^\circ\text{S}$) para luego aparecer esporádicamente hasta la región de Aysén ($\approx 45^\circ\text{S}$), situándose al oeste de la cordillera de Los Andes y la depresión intermedia, la cual es más evidente hacia el sur de Valparaíso (Fig. 1). Las mayores elevaciones de la cordillera de la costa en la zona central de Chile, alcanzan en torno a los 2300 msnm en las zonas de Cantillana ($\approx 34^\circ\text{S}$)

y La Campana ($\approx 32^\circ\text{S}$). Luego, en este trabajo se analiza el rol de la orografía costera en la precipitación de Chile central por medio del estudio de dos eventos de precipitación con características sinópticas distintas.

El estudio de la influencia orográfica en la precipitación asociada a montañas costeras tiene varios antecedentes, e involucran mecanismos de tipo mecánico y termodinámico que actúan en un amplio rango de escalas espaciales (ver Egger y Hoinka (1992) y Roe (2005) para una completa descripción de dichos mecanismos). En primer lugar, la presencia de montañas aumenta la precipitación a barlovento vía el mecanismo “seeder-feeder” y/o convectivo. En el mecanismo seeder-feeder, el ascenso forzado sobre las montañas forma una capa supersaturada y una nube de montaña. Si sobre dicha nube (feeder) cae un hidrometeoro proveniente de una nube asociada a un frente (seeder), dicho hidrometeoro crece dado el contenido de agua líquida de la nube de montaña, aumentando la precipitación (Barros y Kuliwoski 1998; White et al. 2003). En el mecanismo convectivo, el ascenso sobre la ladera a barlovento puede levantar las parcelas de aire a su nivel de convección libre, generando bandas y celdas convectivas si la masa de aire corriente arriba es inestable (Smith y Evans 2007; Medina y Houze 2003). No obstante a lo anterior, en condiciones estables también puede existir un aumento de la precipitación asociado a la presencia orográfica, al inducir ascensos turbulentos de tipo transiente en presencia de un fuerte cizalle de viento a bajo nivel, que mezcla el aire estancado bajo la montaña y el flujo más intenso por sobre ella (Medina et al. 2005).

El ascenso total asociado a cada episodio de precipitación, es resultado de una combinación entre el ascenso de aire cálido por sobre el aire frío generado por la zona baroclínica y aquél ascenso forzado por la presencia de la barrera orográfica y cuyo mecanismo se detalla en Roe (2005). La intensidad del forzamiento orográfico en el ascenso de aire, puede determinarse a partir de un índice denominado “Número de Froude” (F_r ; ver Falvey y Garreaud (2007) y Viale et al. (2013) para aplicación en la cordillera de Los Andes en Chile central). Este parámetro adimensional, indica la razón entre la energía cinética y potencial asociada a los flujos y al grado de estabilidad atmosférica respectivamente. Matemáticamente, F_r se define como la razón entre el flujo perpendicular a la barrera orográfica (considerado como el flujo zonal U) y el producto entre la altura de ésta (h) y el parámetro N de estabilidad atmosférica denominado frecuencia de Brunt Väisälä, el cual está determinado principalmente por el gradiente vertical de temperatura. Así, se tiene que:

$$F_r = \frac{U}{Nh} \quad (1)$$

Cuando el número de Froude alcanza un valor menor que 1 para cierta capa, ya sea por condiciones muy estables y/o por un flujo perpendicular a la barrera debilitado, el flujo en dicha capa no es capaz de cruzar la barrera orográfica y se dice que dicho flujo se encuentra bloqueado.

El parámetro de estabilidad en condición de aire saturado (N_m), puede calcularse a partir de datos de radiosondeo siguiendo la metodología de Durran y Klemp (1982) en base a su ecuación 36 según:

$$N_m^2 = g \left(\frac{1 + \frac{Lq_s}{RT}}{1 + \frac{\varepsilon L^2 q_s}{C_p RT^2}} \left(\frac{d \ln \theta}{dz} + \frac{L}{C_p T} \frac{dq_s}{dz} \right) - \frac{dq_w}{dz} \right) \quad (2)$$

Donde g representa la aceleración de gravedad (9.8 m/s^2); L es el calor latente de vaporización del agua; q_s es la razón de mezcla de saturación; R es la constante de gases ideales para el aire seco; T es la temperatura del aire; ε es una constante asociada a la razón entre la constante de los gases ideales para el aire seco y la constante de los gases ideales para aire húmedo ($\varepsilon = 0,622$); C_p la capacidad calorífica del agua a presión constante; θ es la temperatura potencial y q_w corresponde a la razón de mezcla total de agua, la cual junto con q_s y θ varía en la dirección vertical z . Un aspecto a destacar de la ecuación 2 es que N_m^2 puede adquirir valores negativos si existe un intenso gradiente vertical de la razón de mezcla total de agua respecto al primer término del lado derecho de la ecuación 2. En dicho caso, se obtiene que la columna de aire es inestable y el ascenso de cada parcela de aire puede desarrollarse libremente hasta que ésta encuentra una condición estable ($N_m^2 > 0$, en donde la parcela de aire tenderá a mantenerse en su posición de equilibrio) o bien continuar ascendiendo para precipitar el agua contenida en ella posterior a alcanzar la saturación. Detalles con respecto a este proceso, pueden encontrarse en cualquier libro introductorio de meteorología tal como Wallace y Hobbs (2006).

Varios experimentos de campo se han llevado a cabo para determinar la influencia orográfica costera en la precipitación, tales como el California Land-falling Jets Experiment (CALJET; Ralph et al. 1999; Neiman et al. 2004) el cual apuntó hacia investigar los efectos de bloqueo en la precipitación frontal a lo largo de las costas montañosas de Oregon ($\approx 43^\circ\text{N}$) y California ($\approx 37^\circ\text{N}$) y el Coastal Observations and Simulations with Topography experiment (COAST; Bond et al. 1997), consistente en observaciones sobre las costas montañosas de Washington ($\approx 47^\circ\text{N}$); Oregon y el norte de California con un radar Doppler montado en un avión a fin de identificar la evolución en mesoescala y la modificación de los sistemas frontales al llegar a tierra. En Chile, el estudio del efecto de la topografía costera en la precipitación es más bien reciente no obstante un balance de aguas de la Dirección General de Aguas (DGA) correspondiente a 1987 daba cuenta de un efecto de sombra orográfica en la precipitación proporcionada por la cordillera de Nahuelbuta. El estudio del efecto de la orografía costera en la precipitación de Chile central, parte con el Andes Cordillera-Frontal System Experiment (AFEX; Garreaud et al. 2011), el cual consiste en la instalación de una red de termopluviómetros sobre la cordillera de Nahuelbuta para, entre otros objetivos, estudiar la dependencia de la precipitación con la topografía. Por otra parte, los estudios existentes se basan en el uso de simulaciones numéricas tales como Colle et al. (2002), quienes usaron una simulación con alta resolución para determinar, entre otros factores, el rol de la orografía costera asociada a las “Olympic Mountains” (estado de Washington) en la rápida intensificación, descrita por Yu y Smull (2000), de una angosta franja de precipitación en la vecindad de un frente que se aproxima hacia la costa. Dicha intensificación, sería efecto del bloqueo en el flujo a bajo nivel como resultado del rompimiento del balance geostrófico en la vecindad de la ladera a barlovento. Tal bloqueo, originaría además el intenso flujo paralelo al eje de la montaña descrito en Parish (1982) y más recientemente sobre Chile central en Barret et al. (2009).

La actividad frontal, entonces, es aquella que mayormente se ha estudiado respecto a su

modificación con la topografía en Chile, no obstante a que otros fenómenos de escala sinóptica tales como las bajas segregadas pueden verse también modificadas por la presencia orográfica (Garreaud y Fuenzalida 2007). Naturalmente, cada sistema frontal que llegue a Chile central puede presentar características únicas que posibilitan una diferente cantidad y distribución de la precipitación cada vez, no obstante a que condiciones generales pueden encontrarse durante el desarrollo de las tormentas (Falvey y Garreaud 2007; Barret et al. 2011 y Viale y Nuñez 2011).

Una de las más recientes clasificaciones de estas tormentas, se basan en su estructura térmica a bajo nivel categorizándose como cálidas o frías (Garreaud 2013). Las tormentas cálidas serían las menos frecuentes ($\approx 30\%$ de los episodios de precipitación invernal en Santiago) y se presentan con una marcada presencia de un “río troposférico” (Zhu y Newell 1998), el cual parece controlar la intensidad de la precipitación sobre Chile central (Viale y Nuñez 2011). Tales “ríos troposféricos”, se evidencian en un mapa como “corredores” que se extienden desde latitudes tropicales hacia latitudes medias. Contienen aire altamente húmedo y son distinguibles a partir de mapas de “agua precipitable integrada”. Este último término, se refiere a la cantidad total de vapor de agua (en milímetros) contenida en una columna de aire con sección transversal unitaria, que se extiende desde la superficie hasta el tope de la atmósfera. Matemáticamente, de acuerdo a la definición de la American Meteorological Society (AMS) ¹, sea $r(p)$ la razón de mezcla en cierto nivel p , el vapor de agua precipitable (*IPW*) contenido en una capa limitada por las presiones p_1 y p_2 es:

$$IPW = \frac{1}{\rho g} \int_{p_1}^{p_2} r \, dp \quad (3)$$

Donde ρ corresponde a la densidad del agua (1000 kg/m^3) y g la aceleración de gravedad tal como en la ecuación 2.

Los eventos cálidos, suelen presentar además, una precipitación persistente y uniformemente distribuida en el tiempo, junto con una leve disminución de la temperatura y un aumento de la presión que puede darse a partir de las 24 horas posteriores al inicio del evento. Por otra parte, las tormentas frías presentan una frecuencia mayor ($\approx 60\%$ de los episodios de precipitación invernal en Santiago) y se asocian al paso de frentes fríos que se mueven sobre latitudes subtropicales, caracterizándose por exhibir un máximo de precipitación en los instantes iniciales del evento, una disminución de la temperatura en superficie y un aumento en la presión (Seluchi et al. 2006).

El estudio que presenta el concepto de tormentas cálidas y frías (Garreaud 2013) establece también los patrones de circulación asociados a cada tormenta, encontrándose que en el caso cálido la precipitación se asocia al levantamiento mecánico de aire húmedo sobre la ladera occidental de la cordillera de Los Andes. Dicho aire húmedo, proviene del Pacífico tropical en forma de un “río troposférico” y, consecuentemente, se asocia con eventos de precipitación que muestran una alta dependencia orográfica. Los patrones de gran escala asociados a las tormentas cálidas, a menudo presentan un anticiclón extratropical al oeste de una vaguada situada hacia el sur de Sudamérica. Dicho anticiclón extratropical, permanece

¹Ver glosario AMS en http://glossary.ametsoc.org/wiki/Precipitable_water

cuasi-estacionario por varios días sobre el Pacífico centro-sur, advectando aire frío a lo largo de su borde oriental. La presencia de este aire frío en latitudes medias, refuerza el gradiente térmico norte-sur en niveles bajos y medios, favoreciendo la presencia de un jet zonal en niveles bajos que origina el “río troposférico” que se extiende desde el Pacífico subtropical hacia la costa oeste de Sudamérica.

En el caso frío en cambio, la precipitación se concentra a lo largo de un frente frío que se extiende hacia el Pacífico oriental, en respuesta a la intensa convergencia de bajo nivel. En este tipo de tormentas, la presencia de un “río troposférico” es menos frecuente que en el caso cálido, a la vez que el bloqueo mecánico ejercido por la cordillera de Los Andes aumenta la convergencia y precipitación hacia el sur de Chile central. En este tipo de tormentas, además, existe una vaguada en niveles medios y altos que se extiende hacia el subtrópico y con su eje al oeste del continente, de tal manera que intensos vientos del noroeste prevalecen en estos niveles sobre Chile central.

De esta manera, en este trabajo se examina la influencia orográfica asociada a la cordillera de la costa en torno a 34°S para dos eventos de precipitación, los cuales corresponden a un caso de tormenta cálida y a un caso de tormenta fría, en base a simulaciones numéricas con topografía variable. Este trabajo, se organiza de la siguiente manera: En el capítulo 1 se indica la metodología de trabajo así como la base de datos utilizada y una descripción general de las simulaciones. Luego en el capítulo 2, los eventos de precipitación se analizan desde un punto de vista observacional a fin de establecer los patrones sinópticos en superficie y altura asociados a cada uno y, en consideración de este antecedente, por medio de simulaciones numéricas con topografía variable (capítulo 3), determinar de qué manera la topografía costera influye en la distribución de la precipitación total de cada evento. Finalmente, se discuten los resultados y se detallan las principales conclusiones junto con el posible trabajo futuro en esta temática.

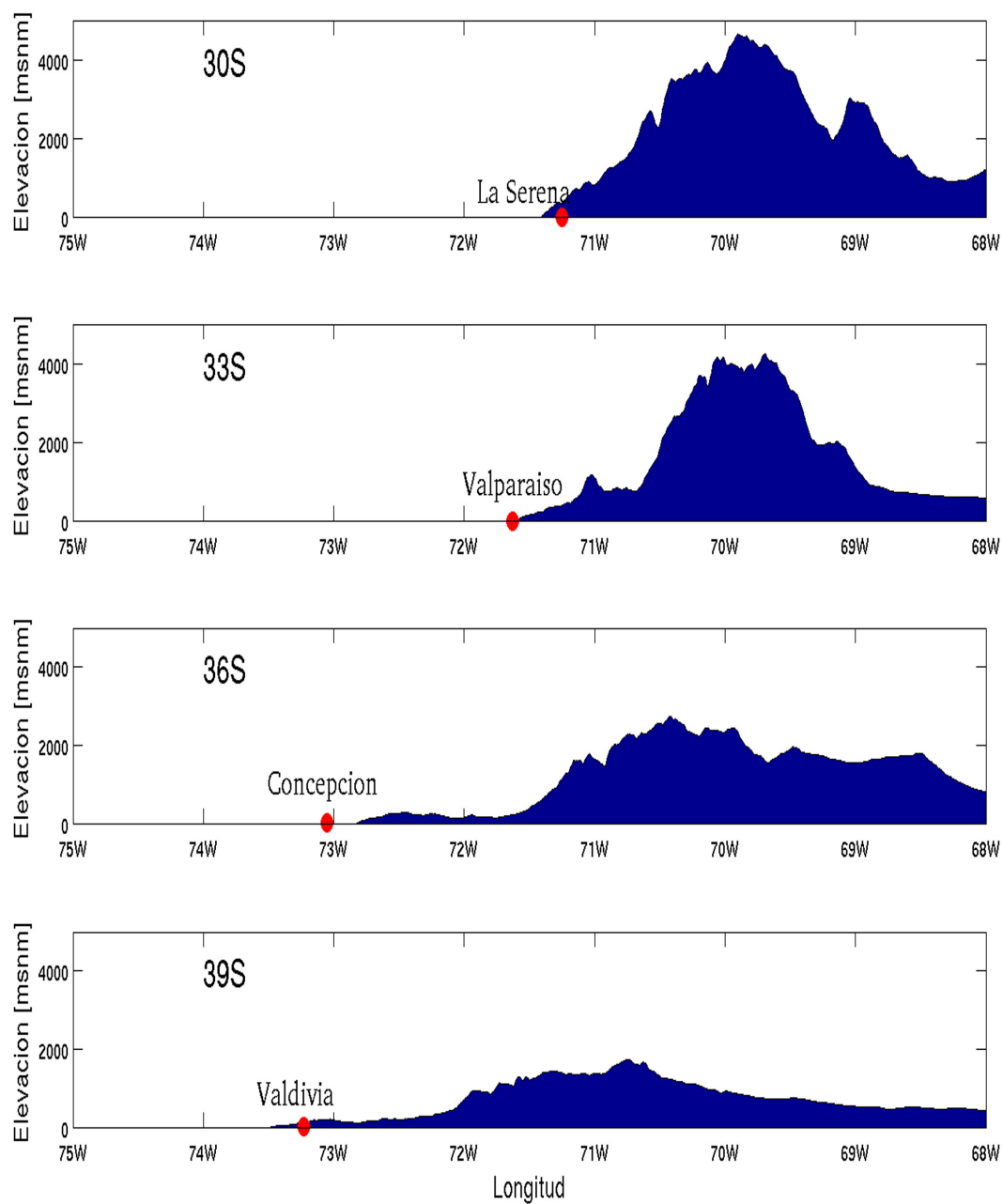


Figura 1: Corte topográfico sobre Chile a lo ancho de 30°S; 33°S; 36°S y 39°S. Sobre dichos cortes, se superpone la posición de algunas ciudades costeras de Chile cercanas a la latitud de cada corte correspondiente.

Capítulo 1

Metodología

Se estudian 2 eventos de precipitación en la zona central de Chile ocurridos durante el año 2012. El primero de ellos, sucede entre el 25 y 27 de Mayo, el cual se identificará como tormenta cálida (Garreaud 2013), mientras que el segundo se desarrolla durante los días 22 y 23 de Agosto, el cual se identificará como tormenta fría. Dada la existencia de distintas configuraciones sinópticas asociadas a estos casos, se espera comparar las respuestas en la precipitación de cada una en base al rol que ejerce la cordillera de la costa en cada caso.

1.1. Base de Datos

1.1.1. Superficie

Para el desarrollo de esta tesis, se utiliza la información de precipitación proporcionada por la red de termopluviómetros HOBO del Andean Forcing Experiment (AFEX; Garreaud et al. 2011) instalada en la cordillera de la costa hacia el sur de Santiago (70.66°W ; 33.45°S ; 500 msnm) en la zona de Cantillana ($\approx 34^{\circ}\text{S}$). El detalle de esta red (ubicación y elevación de las estaciones), se proporciona en el apéndice A junto con la información de estaciones adicionales provenientes de la Dirección General de Aguas (DGA); la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y su red de meteorología agrícola (AGROCLIMA) junto con la red de pluviómetros instalada en la división El Teniente de la Corporación Nacional del Cobre (CODELCO). Adicionalmente, se cuenta con información de humedad específica; temperatura ambiente; presión atmosférica y precipitación registrada en una estación automática situada en la azotea del edificio del Departamento de Geofísica (DGF) de la Universidad de Chile ¹. Las estaciones de la red AFEX, tienen una tasa de muestreo de 10 minutos y sus datos fueron procesados de tal manera de obtener información cada media hora, en tanto que la estación DGF registra sus mediciones cada 15 minutos. Por otro lado, la información pluviométrica de las estaciones AGROCLIMA y CODELCO se obtiene a nivel diario y considera la precipitación caída entre las 12UTC y 12UTC del día siguiente, en tanto que las estaciones DGA estiman la

¹Información de los instrumentos: <http://met.dgf.uchile.cl/tiempo/OBSERVACIONES/observaciones.html>

precipitación diaria como el total de precipitación registrada entre las 00HL y 00HL del día siguiente (HL = UTC-4). Esta discrepancia, no parece afectar en la precipitación total de los eventos de tormenta cálida y tormenta fría, pues una inspección visual no reveló la existencia de precipitación en instantes posteriores (hasta 3 días) al día considerado como final de cada episodio. Luego, la base de datos final de precipitación se construyó a nivel diario considerando que la precipitación para cada día es aquella registrada entre las 12UTC y 12UTC del día siguiente. La distribución espacial de estas estaciones, se aprecian en la figura 2.1.

1.1.2. Niveles Superiores

Los radiosondeos de la estación Santo Domingo (71.61°W; 33.45°S; 75 msnm), situada hacia la costa a unos 91 km de Santiago, permiten obtener información en altura sobre la zona central de Chile para dos instantes por día (00 UTC y 12 UTC), la cual está disponible libremente a través del sitio web de la Universidad de Wyoming ². De la información obtenida, se extrae temperatura y flujo horizontal (zonal y meridional), variables que son interpoladas linealmente cada 100 hPa a partir de los registros crudos desde el nivel 1000 hasta el nivel 100 hPa. Por otro lado, para construir la situación sinóptica de cada evento se utilizan datos de la segunda versión del Climate Forecast System Reanalysis (CFSRv2; Saha et al. 2010), el cual provee de datos diarios en altura con resolución temporal de 6 horas y con una alta resolución horizontal ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$), junto con 37 niveles isobáricos en la vertical.

1.1.3. Información Satelital

A efecto de complementar la información proveniente de los reanálisis y para distinguir los rasgos de nubosidad asociados a cada evento, información satelital es extraída de GOES 13 a través del portal CLASS de la NOAA ³. Dicha información, proviene de un satélite geoestacionario (siempre en 75°W) que contiene un radiómetro de 5 canales, el cual puede mapear en un disco completo longitudes de onda que abarcan los rangos visible (un canal) e infrarrojo (4 canales) del espectro electromagnético. Para esta tesis, se utilizó el cuarto canal infrarrojo (IR4) el cual registra las longitudes de onda comprendidas entre 11.5 y 12.5 (μm), rango en el cual puede apreciarse la distribución espacial de nubosidad en cada caso con una resolución espacial de 4 km en nadir.

1.2. El modelo Weather Research and Forecasting (WRF)

Para entender de mejor manera los procesos físicos que modulan la influencia orográfica costera en la precipitación asociada a cada evento, se realizaron simulaciones utilizando la

²<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

³<http://www.class.ncdc.noaa.gov>

versión 3.4.1 del modelo WRF (Skamarok et al. 2005). Este modelo numérico, tiene la característica de ser totalmente compresible (admite cambios en la masa de la columna de aire) y no hidrostático (incluye ecuaciones de pronóstico para los movimientos verticales), formulado en una grilla horizontal Arakawa-C (donde los campos de viento se calculan en los bordes de la grilla y no en el centro) y con una coordenada vertical de presión hidrostática que sigue la topografía. Las parametrizaciones de los procesos físicos presentes en la atmósfera pueden dividirse en cinco categorías, cada una de las cuales contiene diversos esquemas a utilizar para simular los eventos de interés (Tabla 1.1 y apéndice B). Dichas parametrizaciones, son similares a las utilizadas en un caso de estudio donde se buscó determinar la influencia de la cordillera de Los Andes en la precipitación asociada al paso de un sistema frontal sobre Chile central (Barret et al. 2009). Luego, el uso previo de este modelo para estudiar el forzante orográfico en un evento de precipitación en Chile y la posibilidad de modificar la topografía de manera relativamente sencilla, justificaron el uso de WRF para analizar la influencia de la cordillera de la costa en la distribución de la precipitación para ambas tormentas.

Proceso Físico	Esquema	Referencia
Radiación	Onda Corta: Goddard Onda Larga: Modelo Rápido de Transferencia Radiativa (RRTM). Paso Temporal: 30 mins.	Chou (1992); Mlawer et al. (1997)
Microfísica	Purdue-Lin	Lin et al (1983)
Precipitación	Kain-Fritsch	Kain y Fritsch (1993)
Procesos Capa Superficial	Modelo Difusión Termal 5 capas	Dudhia (1996)
Energía Cinética Turbulenta (TKE)	Mellor-Yamada-Janjic	Mellor y Yamada (1982); Janjic (2001)

Tabla 1.1: Parametrizaciones físicas seleccionadas para las simulaciones en WRF de los casos Control y con topografía modificada.

1.2.1. Configuración de las Simulaciones

El dominio espacial único de cada simulación abarca la región 30°-39°S; 75°-67°W no obstante la región de estudio se restringe a 32°-35°S; 72.5°-70°W (Fig. 2.1). En esta región no existe, hasta el momento, evidencia de un aumento en la persistencia de los eventos de precipitación, como sí ocurre en torno a 37°S (Barret et al. 2011). La resolución horizontal de la grilla para cada simulación es de 3 km sobre una proyección Lambert centrada en 73°W; 35°S, generándose una grilla con 613 puntos en dirección oeste-este y 676 puntos en dirección sur-norte, lo cual permite representar tanto la cordillera de Los Andes como la cordillera de la costa. En la coordenada vertical en tanto, se utilizan 36 niveles sigma espaciados irregularmente que van desde superficie hasta el tope del modelo fijado en el nivel

50 hPa. Por otro lado, el paso temporal de integración corresponde a 6 segundos por cada kilómetro de resolución horizontal ⁴, de tal modo que en este caso el paso es de 18 segundos.

Las condiciones iniciales y de borde para cada simulación, fueron obtenidas con un intervalo de 6 horas desde los reanálisis CFSRv2 (Saha et al. 2010) con una resolución horizontal de 0.5°. Cada simulación, registró información cada 3 horas a partir del instante de inicialización del modelo. En el caso de la tormenta cálida, dicha inicialización fue a las 12Z del 24 de Mayo de 2012 mientras que para el caso de tormenta fría, la inicialización fue a las 12Z del 20 de Agosto de 2012, no obstante que para este último caso, una simulación adicional que comenzó 24 horas después se llevó a cabo para verificar la robustez de los patrones espaciales de precipitación acumulada obtenidos en la simulación inicial (ver capítulo 3). En cada caso, la simulación abarcó un total de 108 horas y comenzó al menos 24 horas antes del inicio de la precipitación en Santiago.

Para determinar la influencia de la cordillera de la costa en la precipitación asociada a cada evento, se realizaron 4 simulaciones por evento las cuales difieren solamente en la topografía utilizada (Fig. 1.1). De esta manera, se mantuvieron fijos los parámetros enlistados en la tabla 1.1 para las 4 simulaciones de cada evento, las cuales consisten en una simulación que mantiene la topografía original (Control); una en que se mantiene sólo la cordillera de Los Andes (Solo Andes); una en que se mantiene sólo la cordillera de la costa (Solo Costa) y una en que no existe topografía sobre el continente (Sin topografía). La manera en que se obtienen dichas topografías, se detalla en la siguiente subsección.

1.2.2. Esquema de Variación de la Topografía

Para remover la cordillera de la costa de la topografía original del modelo, en ésta se identificó para cada latitud el máximo en elevación al oeste de 70.65°W (estimado como borde occidental de la cordillera de Los Andes). Cuando existe dicho máximo, éste se extrapola espacialmente hacia el este hasta intersectar la cordillera de Los Andes. Hacia dicho punto, desde la línea de costa al oeste se traza una curva que sigue un patrón cúbico y que representa la variación de la elevación con la longitud, de tal manera que esta curva suave reemplaza a la topografía original en dicho intervalo (Fig. 1.2). Este procedimiento, si bien puede introducir topografía artificial al modelo en algunas longitudes de cada sección, facilita la interpretación de los resultados obtenidos al proveer de una topografía suavizada que interactuará con cada tormenta, disminuyendo así posibles patrones espaciales ruidosos en la precipitación asociados a variaciones repentinas en la elevación.

Un procedimiento similar se siguió para mantener sólo la cordillera de la costa, no obstante que en este caso para cada latitud desde la máxima elevación de la cordillera de la costa se traza una curva en que la topografía disminuye progresivamente con la longitud hacia el este hasta alcanzar el nivel cero hacia el borde oriental del dominio, siguiendo una vez más un patrón suave que reemplaza a la topografía andina en cada latitud. Dicho patrón, corresponde también a una curva basada en una cúbica, pero construida de tal forma que los valores de elevación decrecen hacia el este. Finalmente, la remoción total de topografía

⁴Ver <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Basics/WRF/namelist.input.htm>

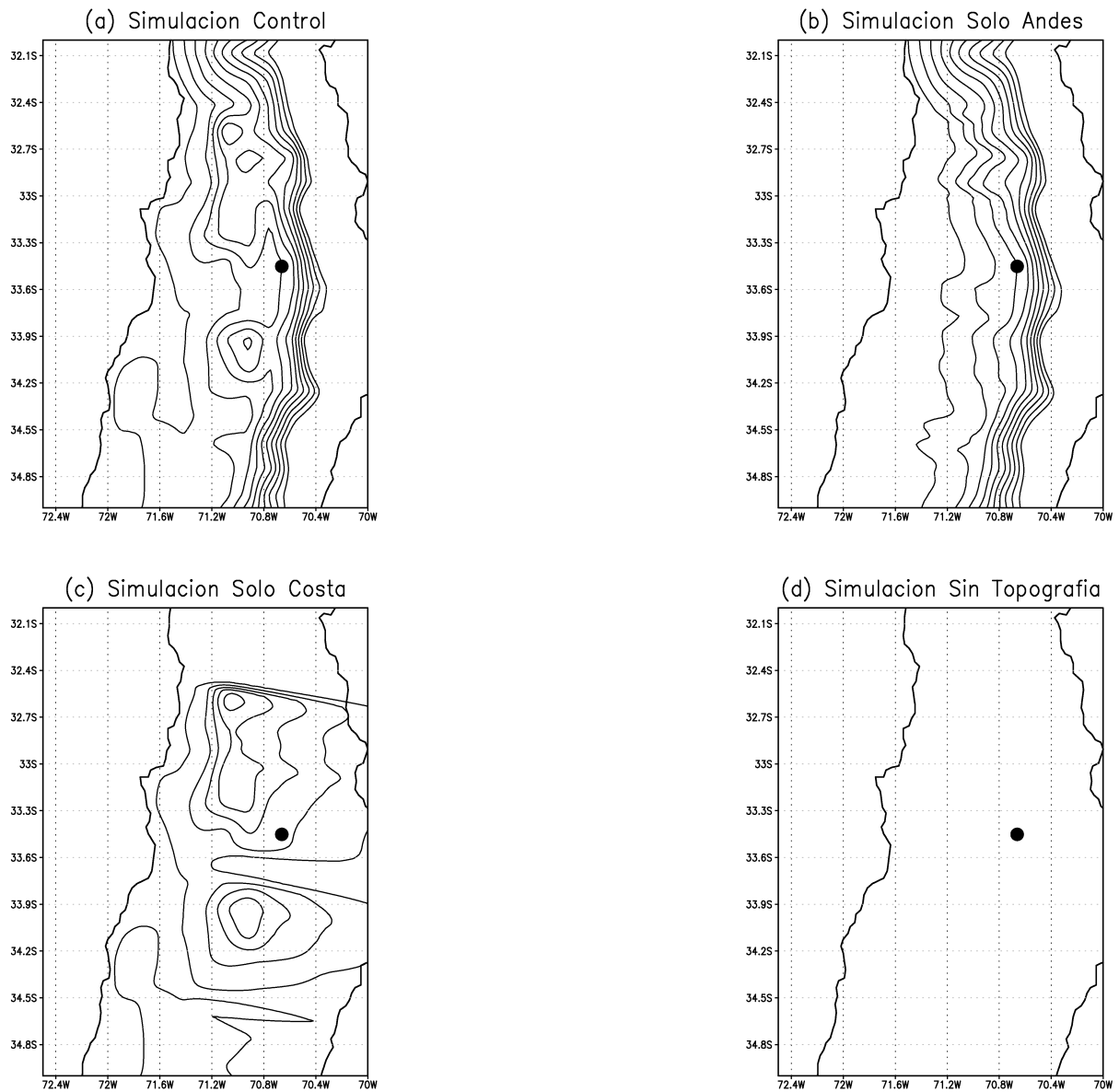


Figura 1.1: Topografía utilizada en cada simulación para la región de estudio. Los contornos van desde 200 hasta 2000 m, con un intervalo de 200 m entre cada uno. Con un punto negro, se indica la posición de Santiago.

se logró multiplicando por cero la matriz de elevación original del modelo. Para todos estos casos, no se hicieron modificaciones respecto al uso de suelo asociado a cada punto de grilla, de tal manera que en el instante inicial todas las simulaciones parten con el mismo uso de suelo, el cual progresivamente va variando a medida que transcurre cada paso de integración en la simulación según la respectiva topografía utilizada.

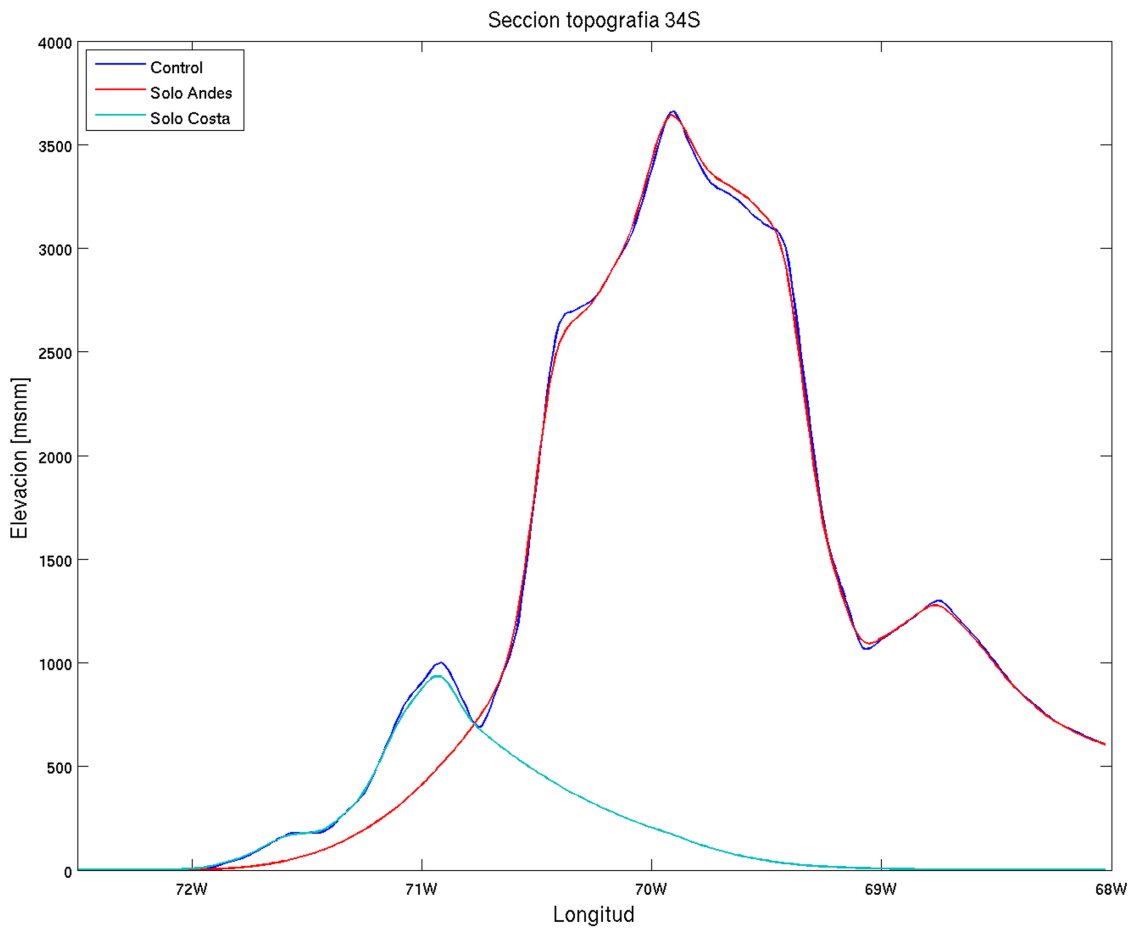


Figura 1.2: Corte topográfico a lo ancho de 34°S para las distintas simulaciones: Control; Solo Andes y Solo Costa. El caso sin topografía corresponde a aquel en que la elevación es cero a lo largo de todo el dominio espacial.

Capítulo 2

Episodios de Tormenta cálida y fría en Chile central

En este capítulo, se analizan los episodios de precipitación sobre Chile central establecidos en el capítulo 1. El presente análisis, se basa en registros de precipitación en estaciones pluviométricas; radiosondeos llevados a cabo sobre la costa de Santo Domingo; datos de reanálisis en variados niveles verticales y finalmente en simulaciones de WRF para cada tormenta con topografía completa y removida. Los detalles respecto a cada una de estas fuentes de datos, fueron descritos en el capítulo 1.

2.1. Precipitación Anual en la región

En la zona de estudio (Fig. 2.1), la precipitación anual tiende a ser más abundante hacia el sur de 34°S (Fig. 2.2), decreciendo marcadamente hacia el norte a una tasa del orden de 300 mm por grado de latitud, de tal modo que hacia el norte de 33°S la precipitación anual tiende a no superar los 300 mm. Esta característica, se enmarca en la existencia definida de 3 subregiones en donde la precipitación anual tiende a no superar los 300 mm (32° - 33°S); 600 mm (33° - 34.5°S) y 800 mm (34.5° - 35°S), no obstante que en la región 32° - 33°S existe una estación situada en la cordillera de Los Andes que registra una precipitación anual del orden de 1000 mm. En esta última subregión, es en donde hay mayor evidencia de una influencia orográfica en la precipitación anual y que se asocia principalmente a la presencia de la cordillera de Los Andes. De este modo, las zonas más elevadas de esta subregión son aquellas que presentan una mayor precipitación respecto a las zonas con elevación menor, existiendo una tasa de aumento de la precipitación anual con la altura del orden de 20 mm/100 m.

El hecho de que la precipitación anual aumente hacia el sur, es consistente con el desplazamiento hacia el norte del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur durante el invierno austral, estación en la cual se acumula cerca del 80% de toda el agua caída anualmente al sur de 34°S , producto de la mayor frecuencia en el paso de sistemas frontales por Chile central (ver

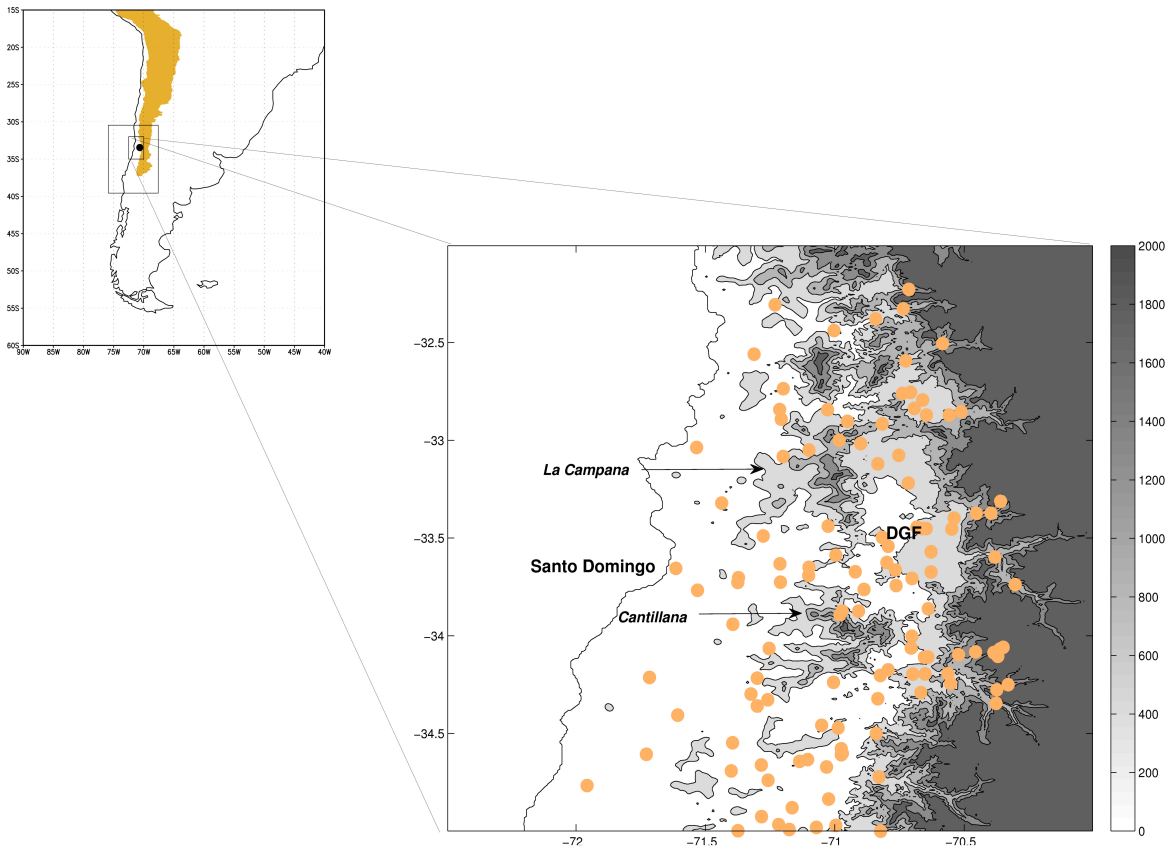


Figura 2.1: Arriba: Mapa de Sudamérica que indica dominio en la simulación WRF (rectángulo exterior); área de estudio (rectángulo interior); la posición de Santiago (Punto negro) y la topografía cuya altura supera los 1500 msnm (sombreada). Abajo: Área de estudio; topografía (msnm; sombreado) y estaciones pluviométricas utilizadas (puntos), destacando la posición de la estación de radiosondeo de Santo Domingo y la estación base DGF (Santiago). Se resalta además los mayores rasgos topográficos de la cordillera de la costa en la zona (montañas La Campana y Cantillana).

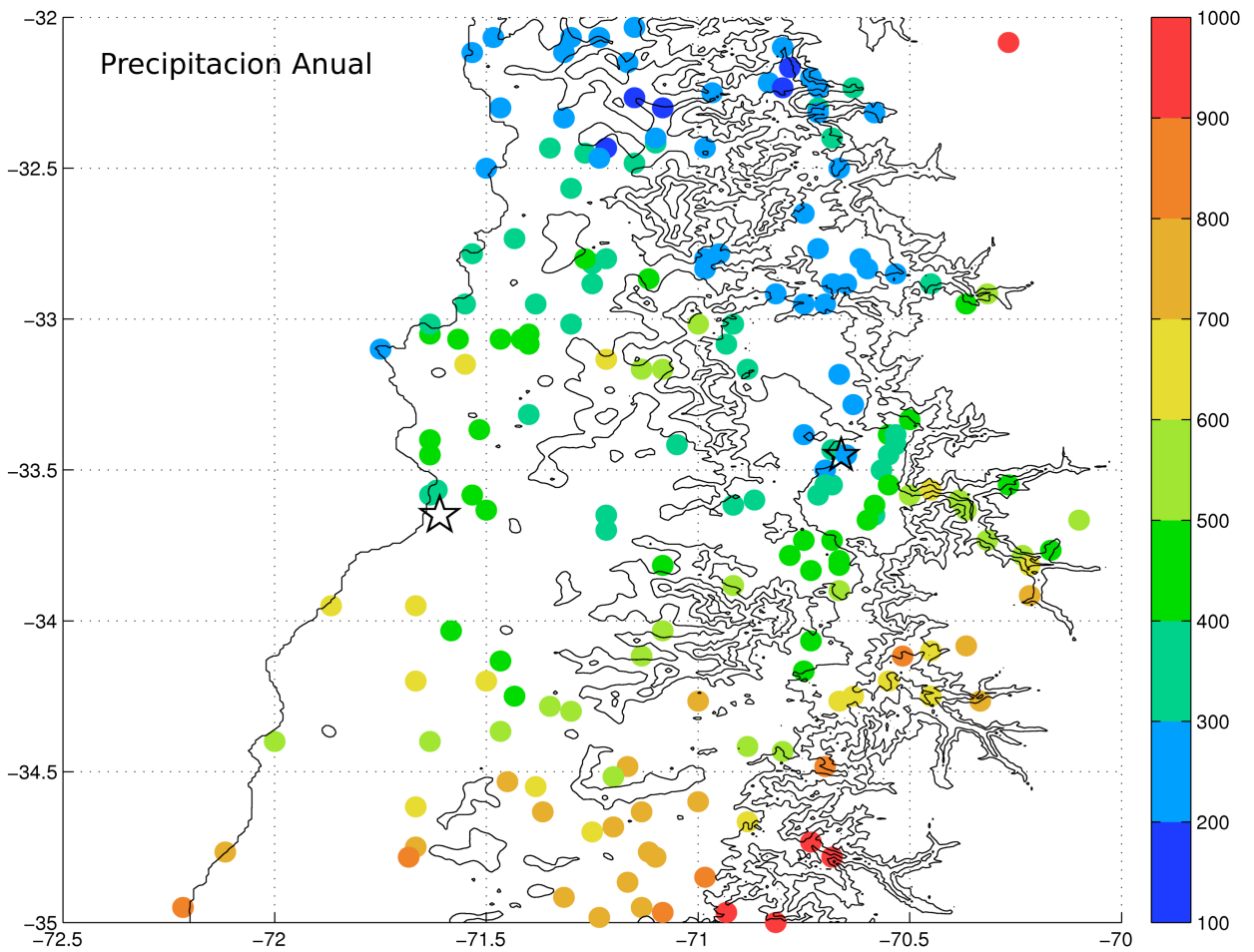


Figura 2.2: Precipitación anual (en milímetros) en base a la red de estaciones DGA operativas entre 1951 y 1980 (Puntos coloreados). Topografía del área de estudio como en la figura 2.1 (contornos) y marcada con estrellas, la posición de las estaciones Santo Domingo (costera) y DGF (interior).

Garreaud 1994 y capítulo de introducción).

2.2. Caracterización de los episodios

La distribución espacial de la precipitación acumulada durante el evento de Mayo muestra una tendencia a disminuir en dirección sur-norte, concentrándose los mayores montos en aquellas zonas donde existe topografía más elevada respecto a su entorno (Fig. 2.3a). Lo anterior, es evidente en la zona montañosa de Cantillana y en la zona montañosa identificada como La Campana situada al noroeste de Santiago. En este sector se observa un control orográfico en la precipitación que, en contraste, no es evidente en elevaciones menores hacia la zona costera. En dirección oeste-este, se acumuló en general una cantidad mayor de precipitación en las estaciones más altas respecto a aquellas más bajas situadas hacia la costa. Para este caso, destaca que la diferencia en los montos de precipitación entre la cima de montaña y su base, puede alcanzar los 80 mm en la zona de Cantillana y 40 mm en La Campana. Tomando ahora la elevación promedio en la región 33° - 34.5° S, y superponiendo la precipitación acumulada en cada una de las estaciones situadas en dicha región (Fig. 2.3c), se ve un efecto de sombra orográfica en la precipitación asociada a la presencia de la cordillera de la costa, en donde la precipitación acumulada en la ladera occidental puede superar en casi 100 mm lo acumulado en la ladera oriental.

Para el evento de Agosto, en cambio (Fig. 2.3b), los montos de precipitación acumulada fueron menores y la varianza espacial en la precipitación muestra un dominio del gradiente norte-sur, donde en latitudes al norte de 34° S se presenta una precipitación acumulada de carácter espacialmente homogéneo y en la cual no se aprecia una influencia orográfica clara. Además, los mayores montos de precipitación en la zona de estudio se concentraron hacia el sur de 34.5° S, mientras que hacia el norte la diferencia en la precipitación acumulada entre zonas bajas y más altas no supera los 10 mm, con una mayor precipitación hacia zonas bajas particularmente evidente hacia el norte de 33° S. En la dirección oeste-este en tanto, no hay una variación significativa en los montos de precipitación acumulada entre la ladera oriental y occidental de la cordillera de la costa en la región 33° - 34.5° S (Fig. 2.3d), por lo que en esta tormenta no se presenta el rasgo de sombra orográfica en la precipitación que sí se presentó en la tormenta de Mayo.

A fin de estimar el factor de incremento o disminución de la precipitación asociada a la presencia de la cordillera de la costa, la precipitación acumulada en cada estación se escala con respecto a la precipitación acumulada en la estación DGF para cada evento. De esta manera, es posible estimar en una primera aproximación cuánto precipita en la ladera occidental respecto a la ladera oriental en donde se sitúa la estación DGF (Fig. 2.1). En el caso de Mayo (Fig. 2.4a), se aprecia tal como en la figura 2.3 un debilitamiento en la intensidad del evento hacia el norte, de tal manera que los mayores montos de precipitación acumulada tienden a situarse hacia el sur de 34° S. Sin embargo, el rasgo más destacable es el marcado gradiente zonal (oeste-este) en la precipitación acumulada entre 32° y 34.5° S, de modo que la precipitación en la ladera occidental de la cordillera de la costa puede hasta cuadruplicar la precipitación en la ladera oriental, lo que es particularmente evidente sobre Cantillana. Más hacia el norte, la ladera noroeste de La Campana presenta una precipitación

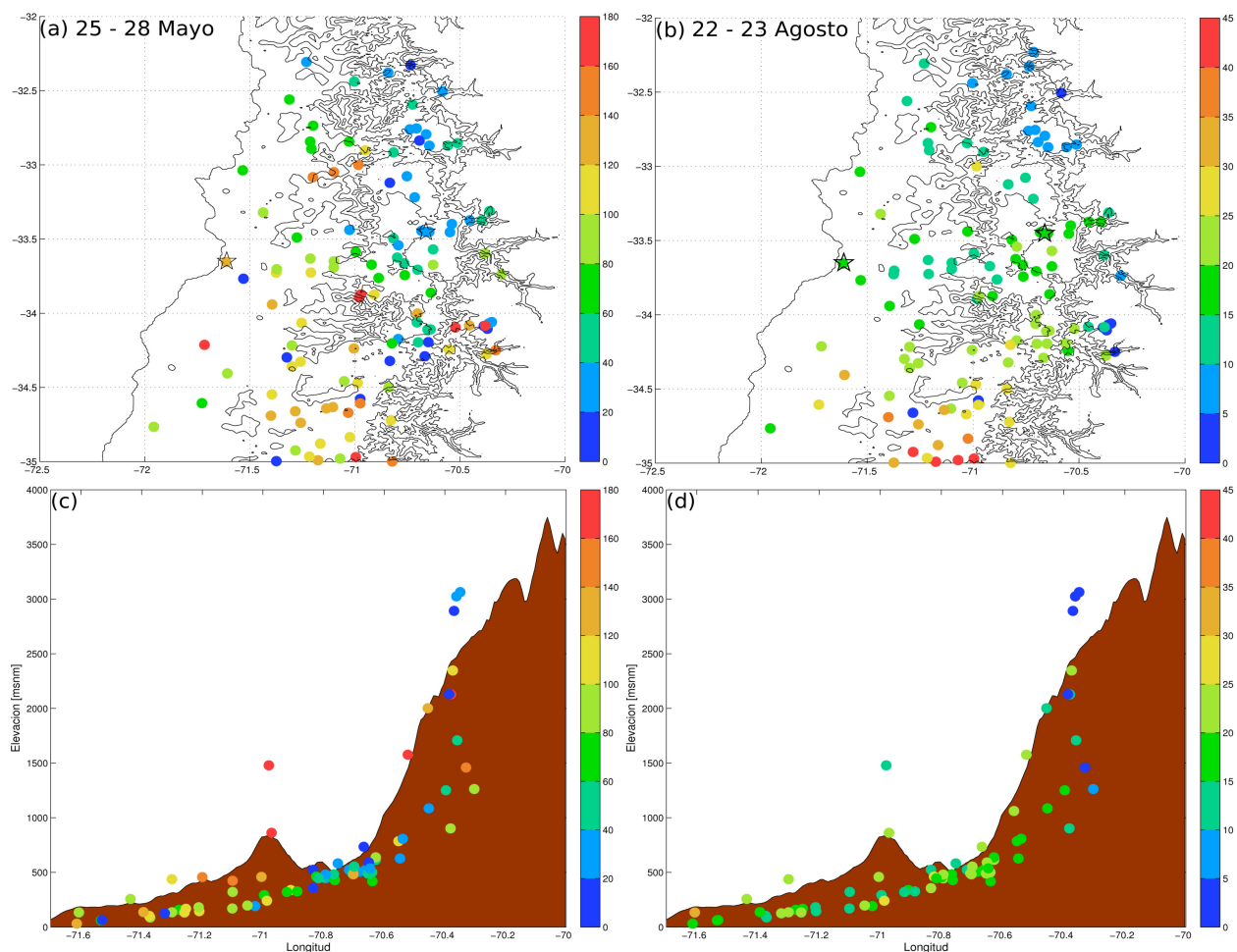


Figura 2.3: (a) Precipitación acumulada en estaciones pluviométricas entre los días 25 y 28 de Mayo de 2012. (b) Como en (a) pero entre los días 22 y 23 de Agosto de 2012. (c) Precipitación acumulada en las estaciones situadas entre 33° y 34.5° S, junto con la elevación promedio en dicha región para el caso de Mayo. (d) Como en (c) pero para el caso de Agosto. En todos los casos, la precipitación está en milímetros (puntos coloreados) y en (a) y (b) se indica además en contornos elevación del terreno cada 200 m y con estrellas la posición de las estaciones de Santo Domingo (costera) y DGF (interior).

acumulada durante el evento que supera hasta en un factor de 3 lo registrado en la ladera oriental y suroriental en donde se encuentra la estación DGF. En este caso, la precipitación sobre La Campana supera incluso a lo registrado en estaciones situadas sobre la cordillera de Los Andes en torno a los 1000 msnm. Considerando ahora el rango de estaciones situadas exclusivamente entre 33° y 34.5°S (Fig. 2.4c), se aprecia de mejor manera el rol de la cordillera de la costa como un agente de sombra orográfica en la precipitación, de tal manera que su ladera occidental registra una precipitación acumulada que tiende a superar en más de 4 veces lo registrado en su ladera oriental e inclusive en la ladera occidental de la cordillera de Los Andes. En el caso de Agosto (Fig. 2.4b) el efecto de sombra orográfica en la precipitación proporcionada por la cordillera de la costa es menos evidente que en el caso de Mayo. No obstante, sí existe un gradiente norte-sur en la precipitación acumulada, pero menos intenso de tal manera que hacia el sur de 34.5°S , el evento deja una precipitación que tiende a superar hasta 3 veces lo registrado en la estación DGF. En la región 33° - 34°S , los mayores montos de precipitación tienden a situarse sobre la ladera occidental de la cordillera de Los Andes, no obstante a que el factor de incremento respecto a lo registrado en la ladera oriental de la cordillera de la costa tiende a no superar el valor 1.5. Hacia el norte de La Campana en tanto ($\approx 33^\circ\text{S}$), el evento dejó mayor precipitación en las zonas bajas que en torno a la ladera occidental de la cordillera de Los Andes. El bajo efecto orográfico en la precipitación asociado a la presencia de la cordillera de la costa para este evento, comparado con lo ocurrido en Mayo, es evidente en la figura 2.4d, en donde no se observa el efecto de sombra orográfica asociada a la cordillera de la costa.

2.3. Caso de Tormenta cálida en Chile central

El evento de precipitación en Mayo de 2012, se extiende desde las 21Z del día 25 hasta aproximadamente las 18Z del día 27 (Fig. 2.5), con una mayor intensidad en torno a las 06Z de este último día según lo registrado en la estación base DGF. Este evento, presentó una precipitación total de 26 mm y es en general persistente a medida que el aire continuamente se humidifica y la temperatura ambiente supera los 10°C , sin una gran variación a lo largo de todo el evento. La presión atmosférica en tanto, evidencia una disminución a medida que transcurre la precipitación llegando a un mínimo en torno a las 12Z del 26 de Mayo, momento en el cual no se registra precipitación en la estación DGF. Posterior a este instante, la presión se muestra sin mayor variación hasta las 00Z del 27 de Mayo, tras lo cual el nivel de presión aumenta hasta más allá del fin de la precipitación hacia valores superiores a los existentes previo al inicio de la tormenta. Este evento entonces, presenta las características típicas de una “tormenta cálida” de acuerdo a la definición presentada en Garreaud (2013). A saber, poca variación en la presión y temperatura ambiente antes y durante la precipitación; una pequeña disminución de la temperatura y aumento en la presión hacia el final del evento; una marcada persistencia en la precipitación y una temperatura promedio durante el episodio que supera los 10°C .

En un contexto sinóptico, previo al instante de inicio de la precipitación en Santiago (Fig. 2.6a) se observa una gran cobertura nubosa y un flujo predominante desde el norte en 850 hPa sobre la zona de estudio. Dicho flujo del norte, es paralelo a la línea de costa en dicha zona y corresponde al borde oriental de una circulación ciclónica de gran escala sobre el

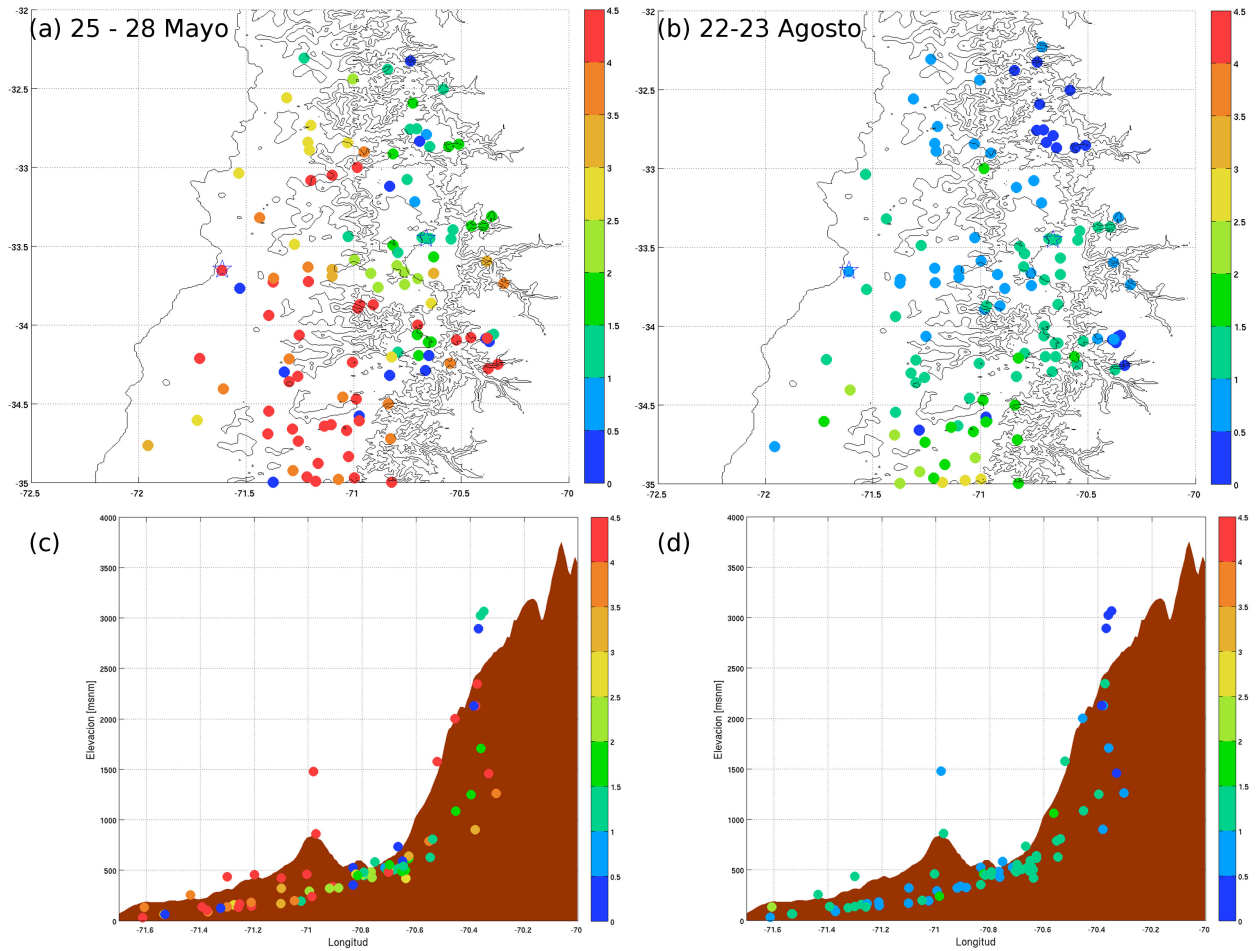


Figura 2.4: Como en la figura 2.3 pero con la precipitación escalada respecto a lo registrado en la estación DGF durante la tormenta de Mayo (izquierda) y Agosto (derecha).

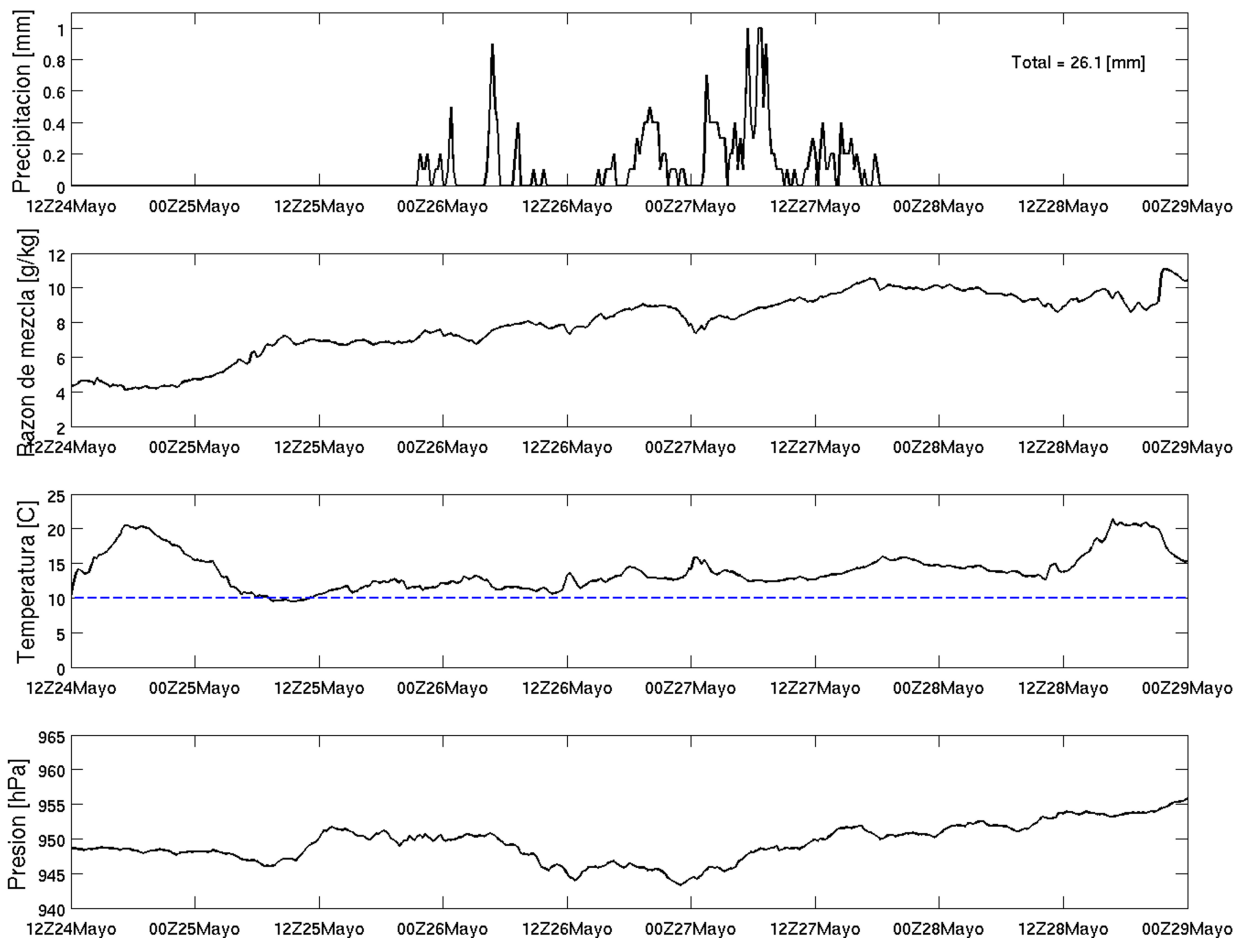


Figura 2.5: Panel superior: Precipitación en la estación DGF, registrada en intervalo de acumulación de 15 minutos indicándose precipitación total del evento. Panel medio-superior: Razón de mezcla de vapor de agua en la estación DGF durante el desarrollo del evento. Panel medio-inferior: Temperatura ambiente en la estación DGF (línea continua) y límite en la temperatura para diferenciar una tormenta cálida de una fría (línea azul segmentada). Panel inferior: Presión atmosférica en la estación DGF durante el desarrollo del evento.

océano Pacífico. A nivel de 500 hPa en tanto, el campo de geopotencial sobre el océano Pacífico muestra una estructura asociada a un intenso flujo zonal el cual, a medida que se aproxima al continente, experimenta una desviación hacia el sureste. A las 00Z del 26 de Mayo (Fig. 2.6b), hay una estructura cerrada de geopotencial en altura hacia los 100°W y con un flujo zonal intensificado en su borde norte sobre el océano Pacífico, mientras que hacia la costa se aprecia un mayor dominio de flujo del noroeste tanto en 850 como en 500 hPa. Posteriormente, la estructura en altura experimenta una expansión y una intrusión hacia el continente (Fig. 2.6c) orientando su eje hacia el noreste en tanto que en 850 hPa, la intensificación de la circulación ciclónica (depresión extratropical) sobre el océano Pacífico es consistente con un mayor transporte de humedad hacia el continente y con el patrón de nubosidad de tipo “coma” situada bajo el eje de la estructura en altura previamente descrita.

A las 00Z del 27 de Mayo (Fig. 2.6d), la depresión extratropical se ha desplazado hacia el sureste situándose cerca de la costa de la zona sur de Chile y coincide con el mínimo de geopotencial en 500 hPa, iniciándose la etapa de ciclólisis. Sobre la zona de estudio en tanto, deja de predominar el flujo del norte de tal modo que ahora el flujo dominante proviene del noroeste, el cual humidifica el ambiente de manera tal que la precipitación se ha intensificado respecto a las 12 horas previas así como el flujo en altura, dado el grado mayor de apretamiento en las isolíneas de geopotencial. Hacia el final del episodio (Fig. 2.6e), la depresión extratropical se ha debilitado y desplazado hacia el sur, en tanto que el flujo sobre el océano Pacífico y la zona de estudio se muestra debilitado respecto a los mapas anteriores. Mientras, la cobertura nubosa comienza a disiparse de tal forma que tras el fin de la precipitación (Fig. 2.6f), casi no existe cobertura nubosa sobre Santiago y el flujo zonal en altura aparece intensificado más bien hacia el sur de la zona de estudio.

La figura 2.7 muestra la distribución espacial de presión reducida a nivel del mar además de temperatura y viento en 925 hPa para distintos instantes de la tormenta en estudio. Durante todo el episodio, destaca la presencia de una alta presión o bloqueo situado sobre el Pacífico hacia el sur de 50°S y particularmente al oeste del cono sur de Sudamérica. La presencia de este bloqueo, es consistente con el esquema de circulación para las tormentas cálidas descrito en Garreaud (2013). Por otro lado, previo al inicio de la precipitación en Santiago (Fig. 2.7a) y tal como se ilustra también en la figura 2.6a, el viento a niveles bajos sobre la zona de estudio tiende a provenir desde el norte, con una componente del noroeste que es más evidente sobre el océano Pacífico. El campo de temperatura por su parte, muestra una zona de alto contraste sobre el Pacífico en torno a 34°S (identificada como un frente estacionario) y una intrusión de aire cálido hacia el continente y el Pacífico suroriental en concordancia con el patrón de viento. Esta intrusión de aire cálido, no obstante es difícil asociarle una zona de gran contraste térmico, constituiría la rama cálida de un frente asociado a la depresión extratropical situada en 95°W;45°S, la cual 6 horas después (Fig. 2.7b) se sitúa al oeste de su posición inicial junto con una depresión secundaria más al norte en torno a 100°W. Para este instante, el campo de temperatura muestra que la intrusión de aire cálido y húmedo de latitudes tropicales hacia el continente y el ascenso de éste por sobre el aire frío de latitudes mayores, genera el inicio del evento de precipitación en Santiago, en tanto que más hacia el norte, la intensificación de la advección cálida fuera de la costa en torno a 33°S rompe el carácter estacionario del frente, generando una depresión extratropical de rápido desarrollo que 12 horas más tarde es evidente en la figura 2.7c. En este instante (12Z 26 de Mayo), la nueva depresión extratropical se sitúa frente a la costa en torno a 35°S y existe una intensificación del flujo norte evidente

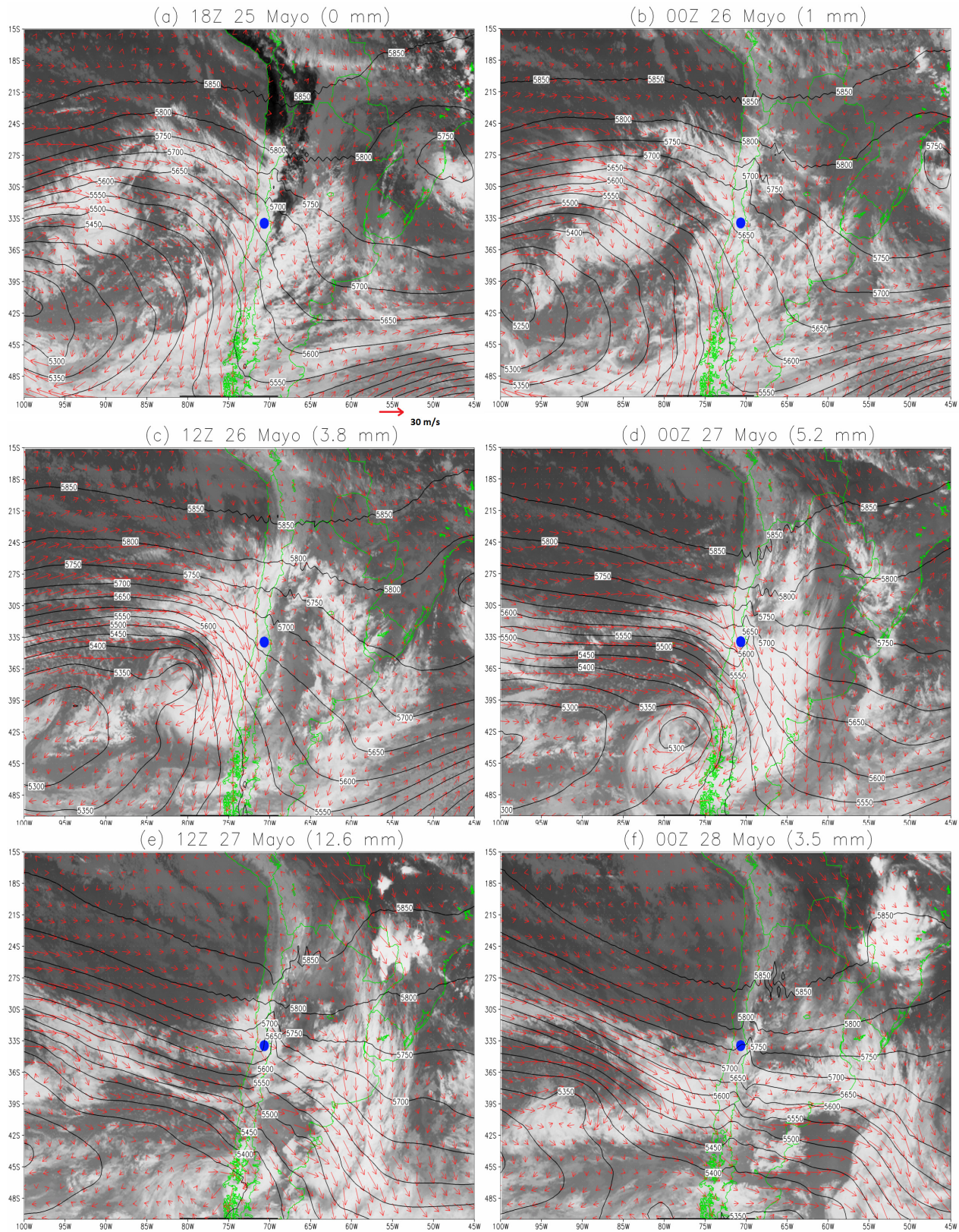


Figura 2.6: Imágenes satelitales en canal IR4 GOES 13; viento de reanálisis CFSR a nivel de 850 hPa (m/s; flechas rojas) y altura geopotencial de reanálisis CFSR en el nivel 500 hPa (gpm; líneas negras). Los contornos de cada país se muestran de color verde. Al lado de cada fecha, aparece la precipitación acumulada en estación DGF (punto azul) durante últimas 12 hrs.

fuera de la costa, la cual explicaría la mayor persistencia de la precipitación a partir de este instante. Más hacia el sur, aún es evidente la zona de contraste térmico no obstante la depresión extratropical asociada se ha desplazado hacia el noroeste y abarca una menor extensión espacial. Este desplazamiento de la depresión, coincide con una reducción de la zona baroclínica, de tal manera que la zona de advección fría ya casi alcanza a la zona de advección cálida. Posteriormente (Fig. 2.7d), la depresión extratropical costera se ha desplazado hacia el sureste y se ha intensificado, generando un aumento de la convergencia en consistencia con el aumento de la intensidad de la precipitación en Santiago. El campo de temperatura por su parte, muestra calentamiento del aire en la zona de estudio en consistencia con la advección cálida proveniente del noroeste. Más tarde (Fig. 2.7e), aumenta la presión en el núcleo de la depresión extratropical y ésta se sitúa hacia el sur sobre el continente, debilitándose la intensidad de la precipitación en Santiago. Una vez finalizado el episodio de precipitación (Fig. 2.7f), se debilita el flujo del oeste y es más evidente el enfriamiento del aire en la zona de estudio, en tanto que una depresión extratropical originada en el instante anterior se sitúa sobre $90^{\circ}\text{W};36^{\circ}\text{S}$, la cual da origen a un nuevo frente que podría generar un nuevo evento de precipitación en la zona.

Este evento, presentó además una banda de aire altamente húmedo (Agua Precipitable Integrada, IPW > 30 mm; Fig. 2.8) que se extiende desde latitudes subtropicales hacia Santiago como parte de un “río troposférico” (Zhu y Newell 1998; Neiman et al. 2011), el cual es frecuentemente asociado con eventos de alta precipitación sobre los Andes (Viale y Nuñez 2011). Dicha banda, a medida que se sitúa sobre el continente, sigue el patrón de circulación ciclónica asociado a la depresión extratropical descrita previamente y es responsable de suministrar una fuente de humedad para el evento de precipitación. La humedad es progresivamente advectada hacia la zona de estudio (Fig. 2.8 a-d), aumentando de esta manera el nivel de agua precipitable sobre Santiago durante el desarrollo del evento (Fig. 2.8 b-d). Una vez que ya se ha presentado la mayor intensidad en la precipitación, el nivel de IPW disminuye sobre Santiago (Fig. 2.8e) de tal manera que una vez finalizada ésta (Fig. 2.8f), la cantidad de IPW sobre Santiago vuelve a los valores previos al episodio (Fig. 2.8a). Nótese que de acuerdo a este mapa, por delante (detrás) de la rama fría (cálida) del frente se sitúa la mayor concentración de agua precipitable, la cual sumada al continuo flujo del noroeste sobre la zona de estudio al norte de la depresión extratropical, constituye la base del esquema de circulación característico para los eventos de tormenta cálida (Garreaud 2013).

2.4. Caso de Tormenta fría en Chile central

Este evento transcurre entre aproximadamente las 18Z del 22 de Agosto y poco después de las 12Z del día siguiente (Fig. 2.9). En comparación, es un evento de menor duración respecto al caso cálido y se caracteriza por concentrar los mayores montos de precipitación en las primeras horas y una progresiva disminución posterior a las 00Z del 23 de Agosto, acumulándose en total 16 mm en DGF. Para este caso, la cantidad de humedad durante el evento presenta un comportamiento distinto respecto a los instantes previos. Mientras que previo al inicio de la precipitación existe una más evidente variabilidad temporal en el registro de humedad en Santiago, se tiene que una vez iniciado el evento, la humedad se estabiliza en torno al valor 6 g/kg. Una vez finalizado el evento, la tendencia en el registro de razón de

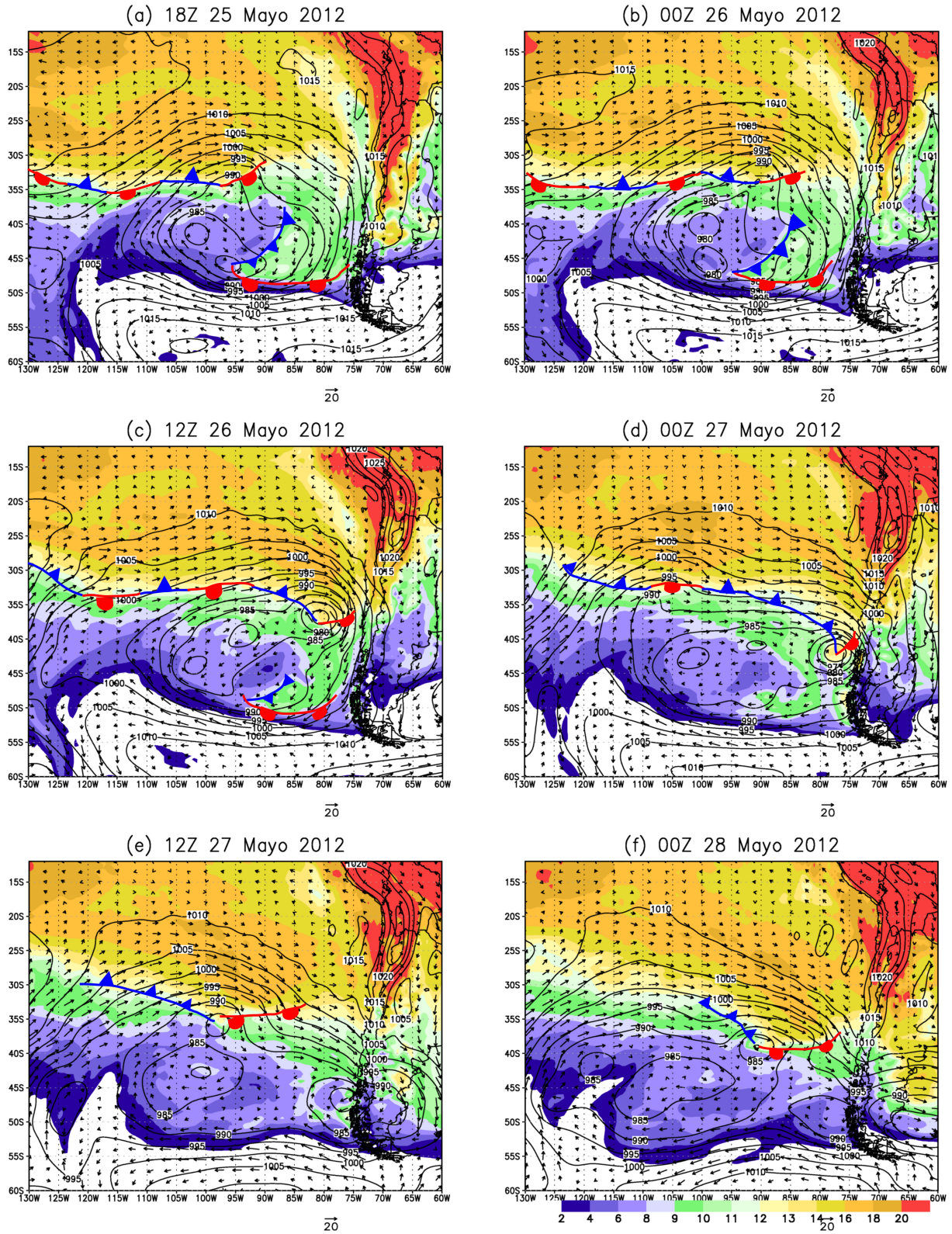


Figura 2.7: Presión reducida a nivel del mar (hPa; líneas negras); temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) y viento (m/s ; flechas) en 925 hPa obtenidas del campo CFSR para el evento de Mayo. En cada panel, se indica posición de las zonas frontales identificadas.

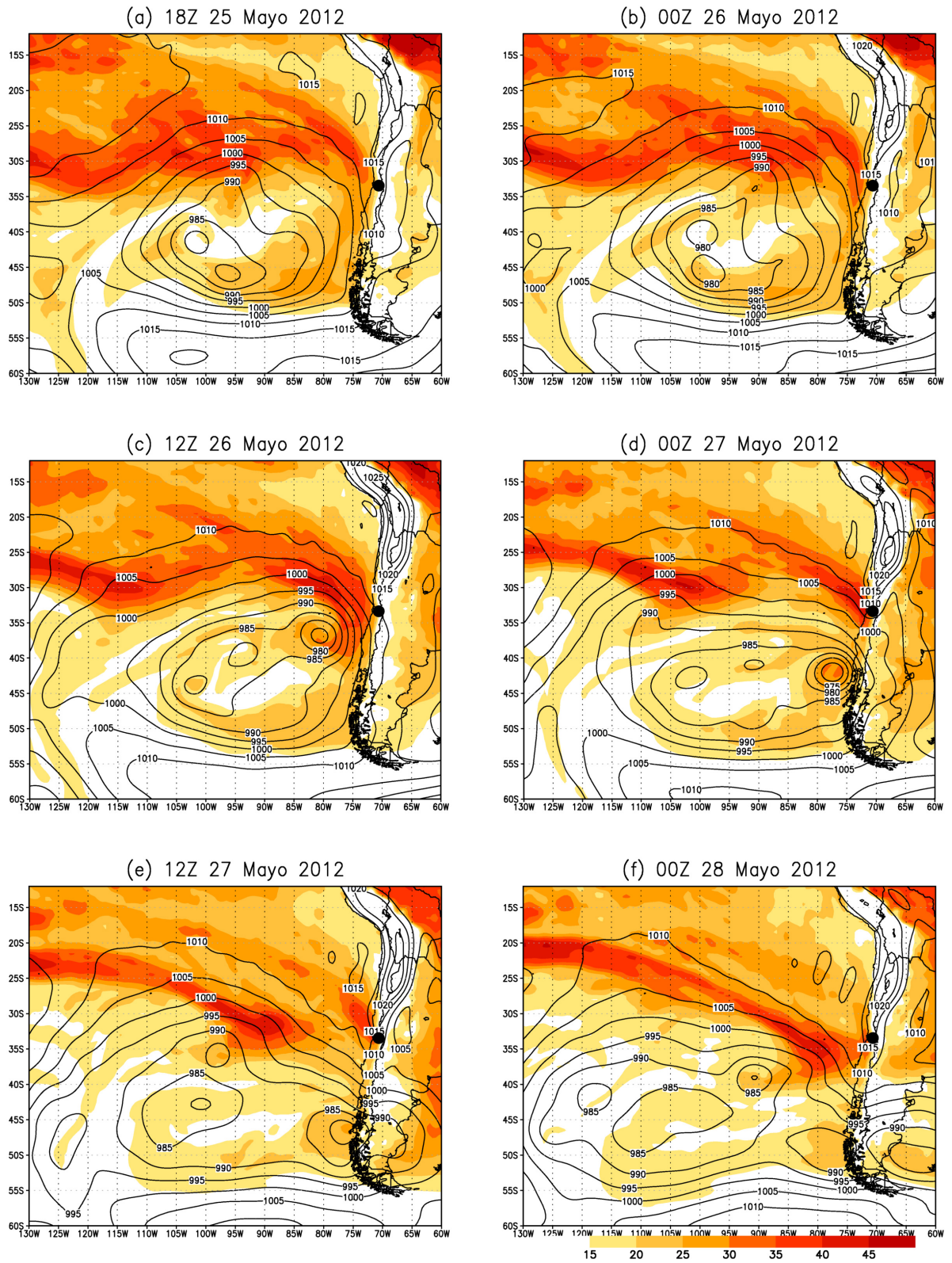


Figura 2.8: Agua precipitable integrada (mm; sombreado) junto con presión reducida a nivel del mar (hPa; líneas continuas) de los datos CFSR. La posición de Santiago se indica con un punto negro.

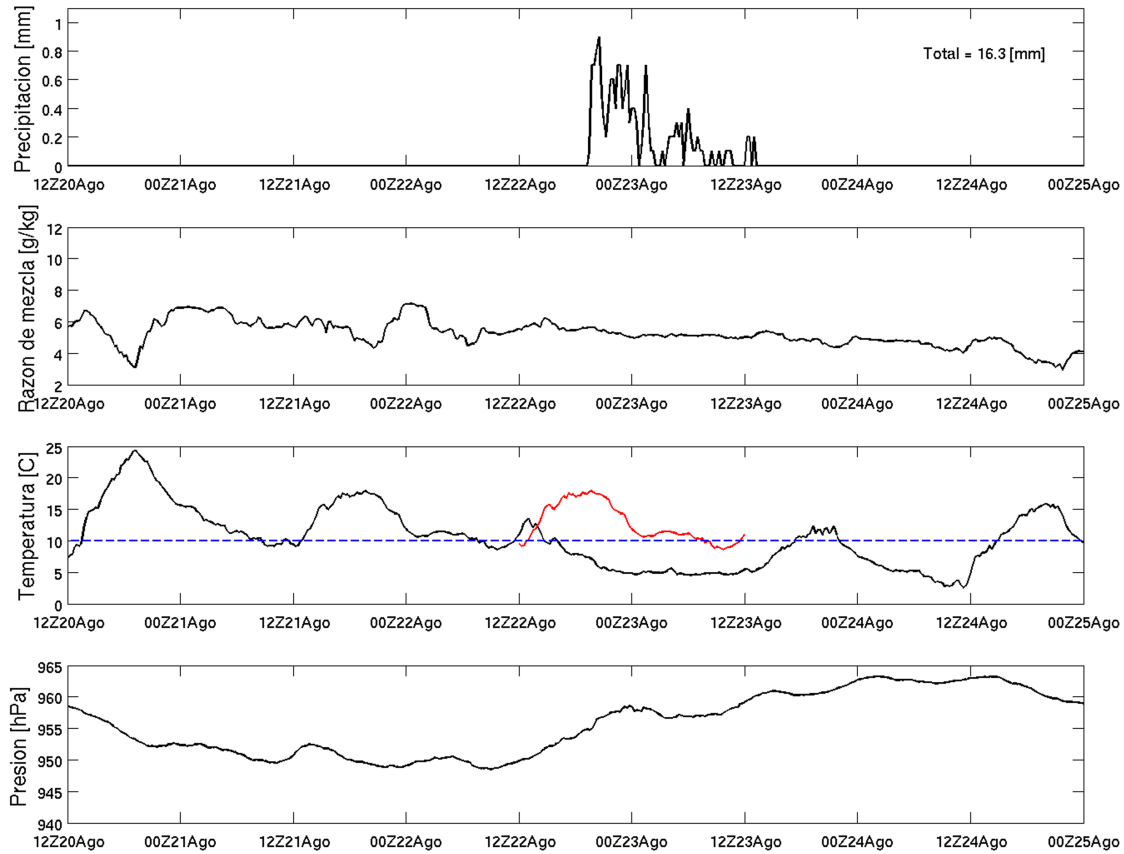


Figura 2.9: Como en la figura 2.5 pero para el caso de Agosto de 2012. En el tercer panel, se repite el ciclo observado de temperatura entre las 12Z del 21 de Agosto y las 12Z del día 22 (línea roja) para remarcar la disminución de la temperatura durante el desarrollo de la tormenta.

mezcla de vapor de agua en Santiago es hacia un lento secamiento. Respecto al régimen de temperatura, previo a la precipitación es clara la existencia del ciclo diario y cuyos máximos progresivamente disminuyen a medida que se acerca el inicio del evento, de tal manera que al iniciarse la precipitación la temperatura del aire ha disminuido del orden de 10°C respecto al día anterior. Dicha disminución, permite que el evento se desarrolle con una temperatura en Santiago inferior a 10°C , lo cual es una de las características asociadas a las tormentas frías (Garreaud 2013). Posterior a la precipitación, la temperatura comienza a recuperar el patrón de ciclo diario con temperaturas máximas cada vez mayores. La evolución temporal de la presión en superficie por su parte, evidencia una continua caída hasta llegar a un mínimo previo al inicio de la precipitación en torno a las 09Z del 22 de Agosto. Posterior a este instante, la presión aumenta progresivamente a medida que se desarrolla la precipitación de tal manera que, una vez finalizada ésta, la presión en Santiago se estabiliza en torno a 960 hPa. Dichos patrones de disminución de temperatura; aumento en la presión y una mayor precipitación en los instantes iniciales del evento, son características típicas de la precipitación causada por un frente frío en latitudes subtropicales (Seluchi et al. 2006).

En un contexto sinóptico, esta tormenta se desarrolló con una vaguada profunda en 500 hPa (Fig. 2.10), y cuyo eje inicialmente (antes del inicio de la precipitación) se sitúa sobre el océano Pacífico, aproximadamente en torno a 80°W con una ligera orientación hacia el noroeste (Fig. 2.10a). Luego, el sistema se desplaza progresivamente hacia la costa chilena ($\approx 75^{\circ}\text{W}$) al cabo de 30 horas, una vez finalizado el evento de precipitación en Santiago (Fig. 2.10f). El eje entonces, se mueve hacia el este a una rapidez aproximada de 20 km/hr (considerando que cada grado de longitud equivale aproximadamente a 111 km en latitudes medias). Dicha vaguada trae consigo flujo del noroeste a 500 hPa al oriente de su eje, el cual advecta persistentemente vorticidad ciclónica sobre la zona de estudio, identificada como una región de prevaguada. Más cerca de la superficie (850 hPa), el flujo del oeste domina fuera de la costa chilena y una componente del norte es distinguible sobre la zona de estudio 12 horas antes del inicio de la precipitación (Fig. 2.10a). Unas 6 horas antes del evento (Fig. 2.10b) se observa la existencia de flujo oeste sobre la región el cual persiste hasta el inicio del evento (Fig. 2.10c), para posteriormente debilitarse de tal manera que a gran escala no se distingue una dirección predominante de viento sobre la región de estudio (Fig. 2.10 d-f). El debilitamiento del flujo sobre la región, coincide con una progresiva menor intensidad en la precipitación evidenciada en la figura 2.9, probablemente debida a la existencia de un frente frío que ya ha pasado por la zona dejando tras de sí una condición más estable que es consistente con el patrón de precipitación descrito. Respecto a la cobertura nubosa, 12 horas antes del evento (Fig. 2.10a) existe una estructura orientada de noroeste a sureste y que abarca la región 30° - 39°S sobre Chile continental, la cual va adquiriendo un patrón curvo con advección fría en 850 hPa tras su margen occidental (Fig. 2.10b) y una orientación paralela a la costa chilena que persiste hasta el inicio de la precipitación (Fig. 2.10c). Una vez iniciado el evento, la cobertura nubosa sobre la región de estudio disminuye a medida que se debilita la intensidad de la precipitación, de tal forma que hacia el final del evento (Fig. 2.10f) en la región de estudio persiste la nubosidad sólo sobre la cordillera de Los Andes, en el margen oriental de Chile central.

Los mapas de presión en superficie; viento y temperatura en 925 hPa para el evento (Fig. 2.11) revelan la presencia dominante de un centro de alta presión (> 1015 mb) migratoria sobre el océano Pacífico, cuyo núcleo se sitúa alrededor de 100°W ; 33°S y que no experimenta desplazamientos significativos durante la tormenta. Más hacia el sur, en torno a 60°W ; 50°S existe una vaguada en 925 hPa seguida hacia el oeste de una fuerte irrupción de aire de origen polar que refuerza la presencia del anticiclón migratorio previamente descrito. A diferencia del caso cálido, no se evidencia la presencia de una depresión extratropical sobre el Pacífico, no obstante sí existe una zona de gran contraste térmico que atraviesa el continente en torno a 30°S , cuya orientación es de noroeste a sureste y que persiste desde 12 horas antes del inicio del evento (Fig. 2.11a) hasta una vez que la precipitación cesa en Santiago (Fig. 2.11f). Dicho patrón térmico, evidencia la presencia de aire frío (temperatura $< 9^{\circ}\text{C}$) persistente sobre la zona de estudio, con un progresivo enfriamiento particularmente desde el inicio de la precipitación (Fig. 2.11c) hacia el final del evento (Fig. 2.11f), lo cual contribuye a aumentar la estabilidad y por tanto disminuir la precipitación en la zona. El patrón espacial en el campo de viento por su parte, indica continuo flujo del suroeste en consistencia con el borde suroriental del anticiclón migratorio, el cual se extiende desde 95°W en el sur hacia la costa en torno a 33°S (Fig. 2.11a). Dicho flujo, advecta aire frío hacia la región de interés y es consistente con el patrón de enfriamiento descrito previamente, en tanto que cercano al continente existe flujo oeste el cual se debilita a partir del inicio de la precipitación (Fig. 2.11c), tal como

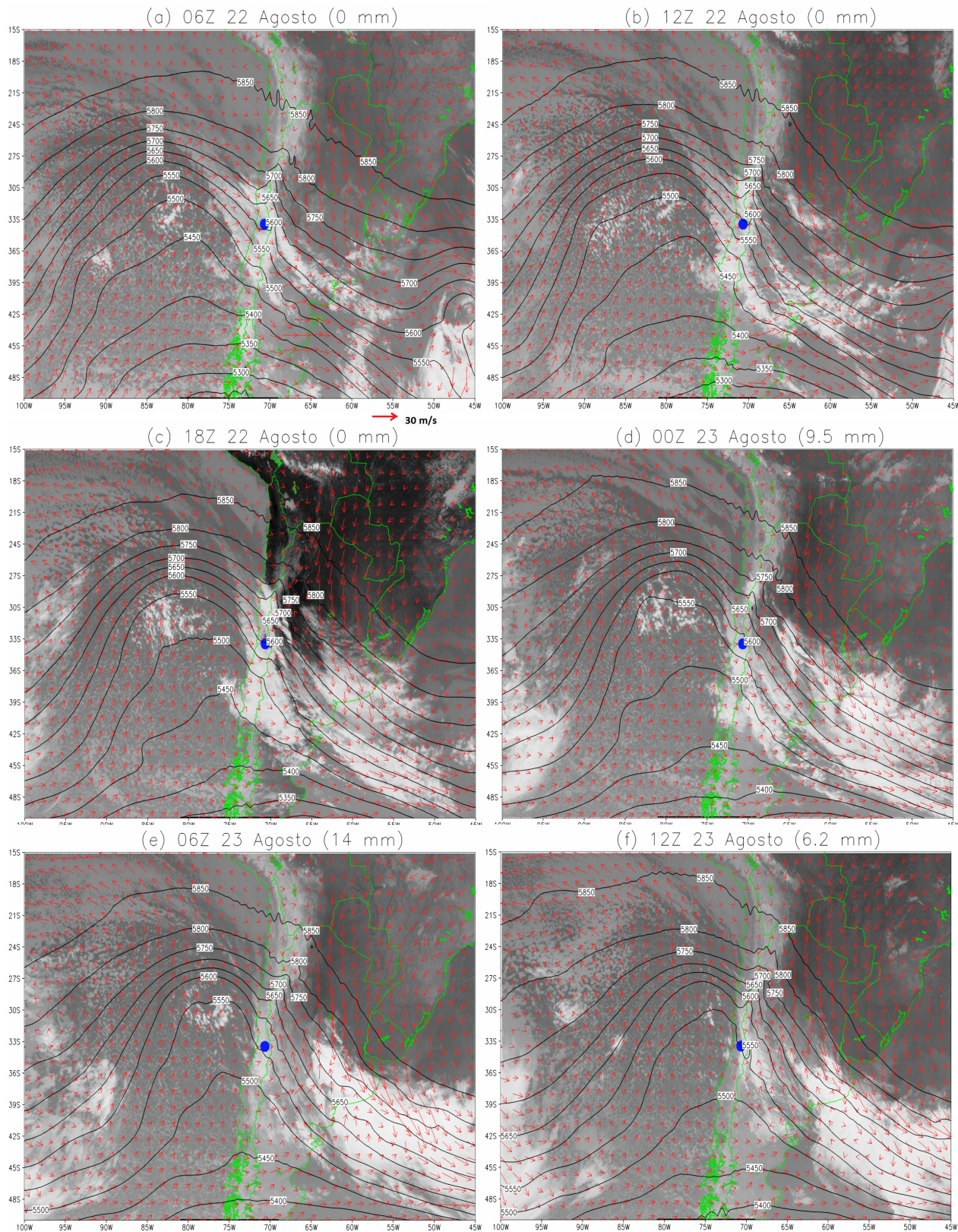


Figura 2.10: Como en la figura 2.6, pero para el caso de Agosto de 2012.

fue descrito previamente en el nivel de 850 hPa (Fig. 2.10). La precipitación asociada a este episodio entonces, ocurre tras el margen frío de una zona baroclínica, en donde existe el mayor gradiente de temperatura. Dicha zona baroclínica es identificable como la rama fría de un frente, la cual es cada vez menos distinguible sobre el continente a medida que el frente avanza hacia el este y particularmente al norte de 30°S hacia el Pacífico, producto de la marcada presencia anticiclónica (Ogaz y Fuenzalida 1981).

Los patrones de distribución de agua precipitable en tanto (Fig. 2.12), muestran sobre el océano Pacífico valores máximos al occidente de la alta migratoria, mientras que hacia el norte una banda elongada de IPW se orienta hacia el sureste, formando una correa transportadora que se extiende hacia Santiago (Fig. 2.12a) y por delante de la zona baroclínica, con flujo geostrófico del suroeste tras de sí. Para este instante, cerca de la costa hay una intrusión de aire húmedo hacia el sur de Santiago, la cual constituiría la fuente de humedad para el evento. El patrón de banda elongada de IPW por delante de la zona baroclínica, es una característica que se mantiene para esta tormenta (Fig. 2.12 a-c) pero con una progresiva disminución en la cantidad de IPW a medida que avanza la zona baroclínica (Fig. 2.12 b-c). Durante el desarrollo de la precipitación (Fig. 2.12 d-e), la cantidad de agua precipitable sobre Chile central es menor a 15 mm y sin un patrón espacial claro, característica que se mantiene hacia el final del episodio (Fig. 2.12f).

Desde un punto de vista comparativo, los patrones sinópticos descritos en ambos casos son distintos. Mientras que en la tormenta cálida fue distinguible la presencia de al menos una depresión extratropical sobre el océano Pacífico, la tormenta fría estuvo caracterizada por la marcada presencia de un anticiclón migratorio. Dichos patrones, modularon los regímenes de viento dominantes en superficie de tal manera que la tormenta cálida se presenta con un flujo zonal dominante en 925 hPa sobre la región de estudio y con una componente del norte relacionada al efecto de barrera andina y al borde nororiental de la depresión extratropical. En tanto que, durante la tormenta fría, fue persistente el flujo del sur sobre la región de estudio en consistencia con el borde oriental del anticiclón migratorio previamente descrito. Por otra parte, la marcada presencia de un río troposférico en el caso cálido orientado paralelo a los flujos dominantes en 925 hPa explican la mayor precipitación respecto al caso frío particularmente en la ladera oriental de la cordillera de la costa. Además, los patrones de escala sinóptica en el campo de temperatura cercana a la superficie indican que la distinción entre tormenta cálida y fría basada en los registros de temperatura en la estación DGF, no sólo obedece a un evento local sino que a un patrón de gran escala donde la tormenta cálida en Santiago se desarrolló con temperaturas mayores en toda la zona central y sur de Chile respecto al caso de tormenta fría. Por otro lado, las zonas baroclínicas (en donde existe un mayor gradiente de temperatura) pudieron asociarse a la presencia de depresiones extratropicales sobre el océano Pacífico sólo en el caso de la tormenta cálida, no siendo así en el caso de la tormenta fría en donde la zona baroclínica cruza la región sudamericana hacia el Atlántico Sur, de tal forma que la precipitación asociada a este evento sobre la región de estudio ocurre tras esta zona baroclínica. Los patrones sinópticos en altura por su parte, muestran un flujo más zonal en 500 hPa para el caso de tormenta cálida respecto al caso de tormenta fría, en donde la marcada presencia de la prevaguada sobre Chile central a ese nivel durante el desarrollo de esta última tormenta, origina una importante componente norte del flujo en ese nivel. Las diferencias descritas entre las tormentas, se resumen en la tabla 2.1.

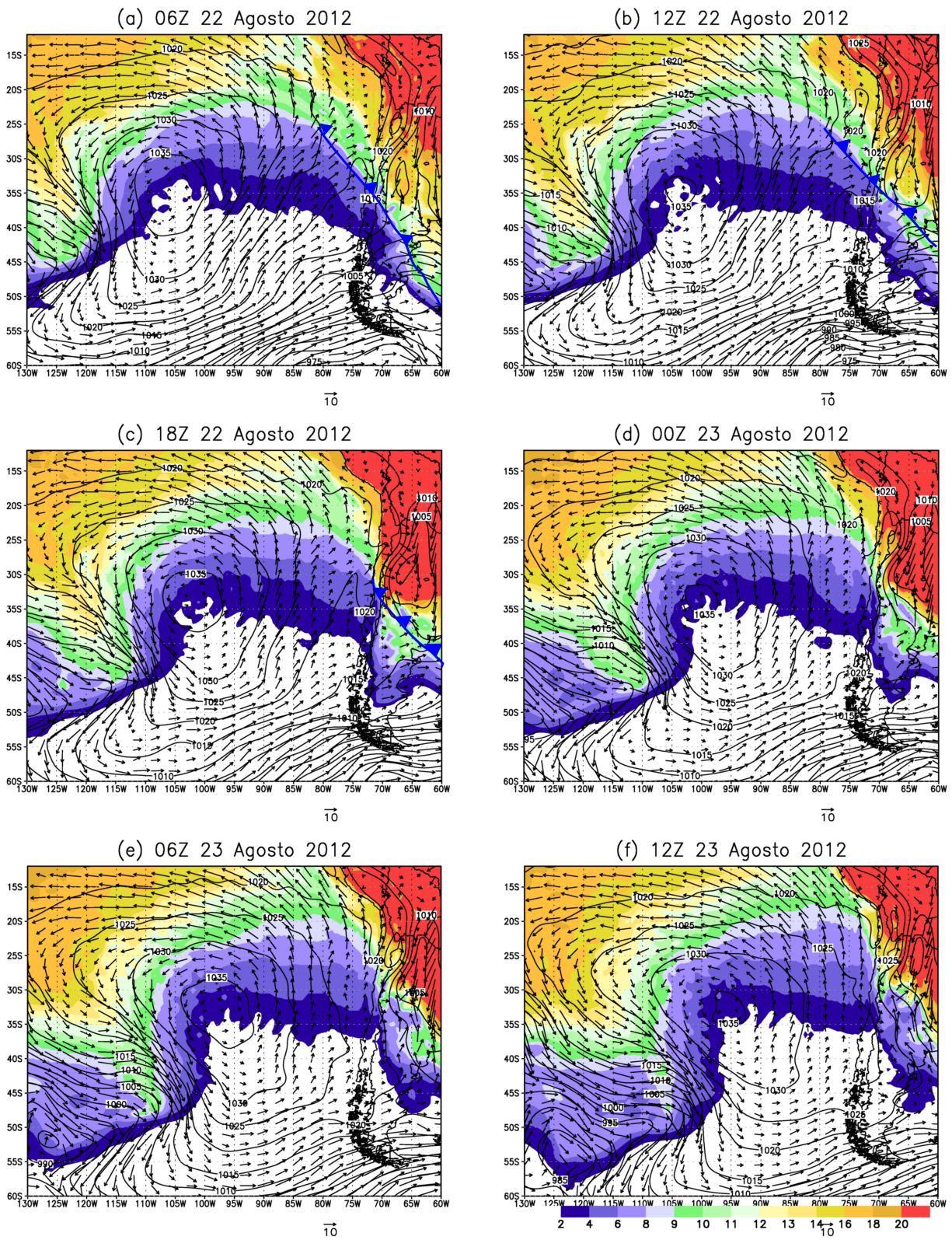


Figura 2.11: Como en la figura 2.7 pero para el caso de Agosto 2012.

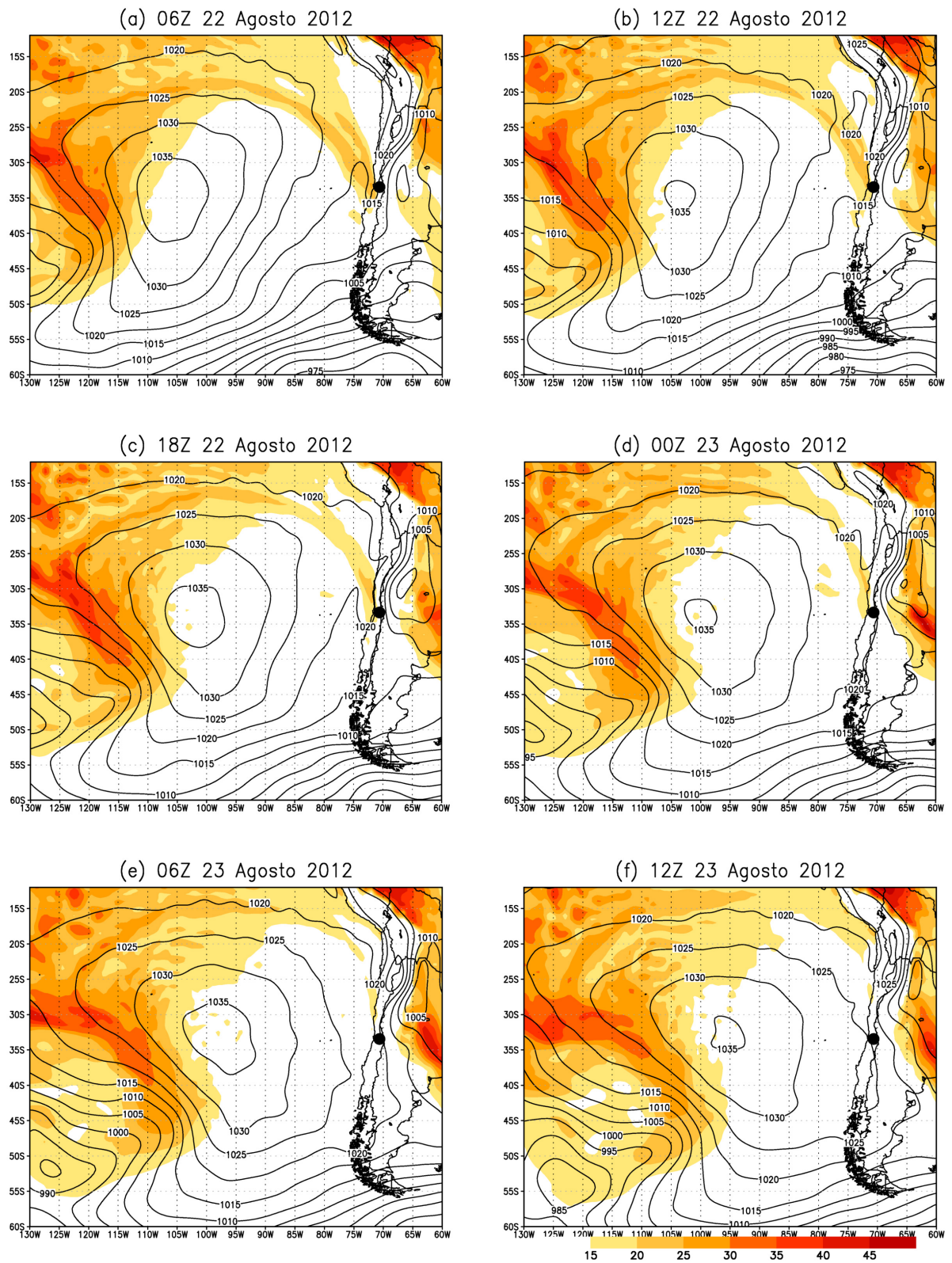


Figura 2.12: Como en la figura 2.8 pero para el caso de Agosto de 2012.

	Tormenta cálida	Tormenta fría
Duración del evento	45 horas	18 horas
Distribución espacial de la precipitación	Asociada a los rasgos topográficos	Homogénea en toda la zona de estudio
Temperatura en DGF durante el desarrollo	Mayor a 10°C y sin variaciones importantes	Menor a 10°C y con ciclo diario interrumpido
Rasgo sinóptico en superficie sobre el Pacífico	Depresión extratropical	Alta presión migratoria
Rasgo sinóptico en 500 hPa	Flujo zonal sobre la región de estudio	Vaguada profunda sobre el Pacífico
Flujo en 925 hPa sobre la zona de estudio	Noroeste	Suroeste
Presencia de un “río troposférico”	Relevante	Levemente observado

Tabla 2.1: Resumen comparativo entre eventos estudiados de tormenta cálida y tormenta fría.

2.5. Flujo en altura durante tormenta cálida y tormenta fría

El presente análisis pretende caracterizar, desde un punto de vista observacional, la dirección e intensidad de los flujos horizontales sobre la región de Chile central para ambos eventos de precipitación. Puesto que en esta región existe una estación de radiosondeo (Santo Domingo) que entrega información cada 12 horas, se estima necesario aumentar la resolución temporal a 3 horas para caracterizar de mejor manera la evolución temporal de los flujos en altura. Este aumento de resolución temporal, se hizo considerando la salida del modelo WRF con topografía completa, de la cual se obtuvo información desde el punto de grilla asociado a la posición de Santo Domingo. Una comparación visual entre los flujos observados y simulados sobre Santo Domingo para cada tormenta, no reveló discrepancias significativas tanto en intensidad como en dirección, de manera tal que los flujos simulados representarían apropiadamente los flujos observados sobre Santo Domingo. Luego, para evaluar el forzante orográfico en los flujos se estudiaron 3 puntos de interés en la simulación con topografía completa: Santiago (en donde se registra la evolución temporal de la precipitación para cada tormenta); Santo Domingo (situada hacia la costa y donde existe información de radiosondeo) y un punto sobre el Pacífico (74°W; 33.65°S), el cual no presenta influencia orográfica en los flujos en altura. Tales resultados, se comparan posteriormente con aquellos obtenidos en la simulación sin topografía para los mismos puntos de interés. De esta manera, el rol orográfico en la dirección e intensidad de los flujos horizontales asociados a cada tormenta, queda establecida de mejor manera.

Así, se obtiene que en el caso cálido existe hacia el Pacífico un claro flujo del noroeste dominante a lo largo de la columna de aire (Fig. 2.13a) y cuya persistencia se extiende hasta previo al instante de mayor precipitación en Santiago. En dicho instante, el flujo norte sobre el Pacífico muestra un máximo bajo el nivel 800 hPa. Posteriormente, es notoria la intensificación del flujo zonal particularmente sobre el nivel 500 hPa y que presenta una marcada persistencia hasta más allá de finalizada la precipitación en Santiago, en tanto que el nivel de la isoterma cero presenta un progresivo aumento en el tiempo luego de una rápida disminución desde que se inicia la precipitación hasta estabilizarse en torno al nivel 650 hPa una vez que la precipitación cesa. Más hacia el continente, en la costa de Santo Domingo (Fig. 2.13b) existen patrones de viento previo al inicio del evento que son similares a lo descrito sobre el Pacífico, respecto a un flujo del noroeste dominante en todos los niveles y además, una disminución progresiva del nivel de la isoterma cero. No obstante, la intensificación del flujo norte bajo el nivel 600 hPa es mayor y más persistente que sobre el Pacífico, existiendo dos máximos ocurridos previo al inicio de la precipitación en torno a 700 hPa y previo al instante de mayor intensidad en la precipitación en la capa 600-900 hPa, tras lo cual comienza a debilitarse. Dicha intensificación del flujo horizontal en ese nivel durante el máximo de precipitación, es consistente con los resultados de la regresión precipitación-viento descritos en Falvey y Garreaud (2007) y no parece afectar el nivel de la isoterma cero respecto a lo descrito sobre el Pacífico, en cuanto a que no se evidencia un aumento producto de la intensificación de la advección cálida bajo el nivel 700 hPa. En niveles superiores en tanto (sobre 400 hPa), el flujo zonal sobre Santo Domingo durante los instantes de mayor intensidad en la precipitación de Santiago es menos intenso y persistente que sobre el Pacífico. Un aspecto a destacar respecto a los patrones descritos, es que la intensificación del flujo oeste en altura ocurre en los instantes de mayor precipitación en Santiago, lo cual sucede tras la intensificación del flujo norte en niveles bajos. Una vez finalizada la precipitación en tanto, es notorio particularmente bajo el nivel de la isoterma cero el debilitamiento de los flujos horizontales.

Por su parte, sobre Santiago (Fig. 2.13c) es notorio el debilitamiento de los flujos en niveles bajos por el efecto de fricción impuesto por la topografía, particularmente previo a la precipitación en un hecho que contrasta con la intensidad de los flujos sobre el Pacífico y Santo Domingo a dichos niveles para aquél instante. Cabe mencionar, que tanto sobre el Pacífico como sobre el continente (Santo Domingo y Santiago) existe flujo del noroeste a bajo nivel, por lo que la componente norte del viento no se asocia exclusivamente a la presencia orográfica sino que al borde nororiental de la depresión extratropical, tal cual se describió en la sección anterior. Además, sobre Santiago se mantiene, tal como sobre Santo Domingo, la intensificación del flujo norte durante el desarrollo de la precipitación y la presencia de un máximo de flujo norte en el nivel 700 hPa previo al instante de mayor intensidad en la precipitación. En este instante, destaca también que bajo el nivel 800 hPa existe un debilitamiento del flujo norte respecto a los instantes previos, el cual vuelve a intensificarse una vez que el máximo en el nivel 700 hPa ha cesado. Respecto a los patrones en altura, éstos no parecen distintos respecto a lo descrito previamente para el Pacífico y Santo Domingo, de tal manera que se mantiene el patrón de intensificación del flujo oeste en altura e intensificación del flujo norte en la tropósfera baja previo al máximo de precipitación en Santiago. Por otra parte, el nivel de la isoterma cero tampoco parece experimentar una variación significativa respecto a lo descrito previamente.

En el caso de la tormenta fría, sobre el Pacífico (Fig. 2.13d) es notorio un flujo bajo el nivel 700 hPa mucho más debilitado que en el caso cálido. Este rasgo está presente durante todo el episodio y es particularmente evidente en la intensidad del flujo norte, de tal manera que, a diferencia del caso cálido, dicho flujo no supera los 20 m/s en la capa 1000-700 hPa. No obstante, el flujo noroeste se intensifica hasta en unos 30 m/s respecto al caso cálido en alturas mayores al nivel 600 hPa, en consistencia con la marcada presencia de la prevaguada al inicio de la precipitación (Fig. 2.10). En tanto, el nivel de la isoterma cero exhibe una progresiva disminución que se acelera a medida que se intensifica el flujo noroeste en altura, estabilizándose en el nivel 850 hPa una vez que la precipitación en Santiago ha comenzado. En este caso, destaca además el marcado debilitamiento de los flujos horizontales sobre el nivel 700 hPa una vez iniciada la precipitación. Dicho debilitamiento, parece seguir un patrón dependiente del tiempo y la altura, de tal modo que el debilitamiento en niveles superiores ocurre en instantes posteriores a los debilitamientos del flujo en niveles más bajos. Posterior a la precipitación, una componente sur del viento puede distinguirse bajo el nivel de la isoterma cero y sobre los 600 hPa. Más hacia el continente, sobre Santo Domingo (Fig. 2.13e) existen patrones de viento similares a los descritos previamente sobre el Pacífico no obstante la intensidad del flujo norte en altura parece ser más persistente, abarcando todo el período de precipitación y con una mayor extensión vertical. Una vez que la precipitación comienza a desarrollarse, el flujo oeste en altura se debilita y comienza a tener mayor relevancia la componente norte del viento hasta una vez finalizada la precipitación, en donde tal como sobre el Pacífico, comienza a tomar relevancia una componente sur del viento bajo el nivel 750 hPa. En tanto, en niveles bajos y tal como sobre el Pacífico el viento es más débil respecto a lo ocurrido en el caso cálido. Esta característica, se mantiene a lo largo de todo el período y da cuenta de la presencia de bloqueo durante esta tormenta bajo el nivel 700 hPa y que espacialmente se extiende hacia el Pacífico hasta más allá de finalizada la precipitación, de tal modo que dicho bloqueo no se vincularía a la presencia orográfica sino más bien a la presencia de aire frío y estable asociada a la región trasera del frente frío. De esta manera, los cambios en el régimen de viento durante las fases de esta tormenta son más evidentes en altura, en tanto que el nivel de la isoterma cero muestra una disminución algo más suave que sobre el Pacífico hasta la fase de inicio de la tormenta para luego estabilizarse en torno al nivel 850 hPa y finalmente comenzar a aumentar una vez que la precipitación en Santiago ha cesado. Sobre Santiago en tanto (Fig. 2.13f), aparecen las mismas estructuras en el nivel de la isoterma cero y en el campo de viento que sobre el Pacífico y Santo Domingo, no obstante que el máximo de viento norte en altura se debilita más suavemente hacia el final del evento en la capa 400-500 hPa. Posterior al evento, el marcado flujo suroeste en altura evidente tanto sobre el Pacífico como sobre Santo Domingo y Santiago se asociaría al arribo de una predorsal y que comparativamente presenta una intensidad menor respecto a la prevaguada existente previo y durante la precipitación.

Los patrones de viento en altura no se modifican mayormente respecto a la figura 2.13 al remover la topografía (Fig. 2.14). Sin embargo, un análisis más detallado respecto a la diferencia entre los campos de viento de los casos con y sin topografía (Fig. 2.15) revela la existencia de un flujo zonal debilitado por la presencia orográfica para las 3 posiciones estudiadas durante todo el desarrollo de los eventos, destacándose la poca variación sobre el Pacífico y la disminución por sobre los 8 m/s del flujo zonal bajo el nivel 700 hPa en Santiago durante los instantes iniciales de la precipitación asociada al evento cálido. En el evento frío, dicho debilitamiento del flujo zonal es más intenso y exhibe una mayor persistencia previa

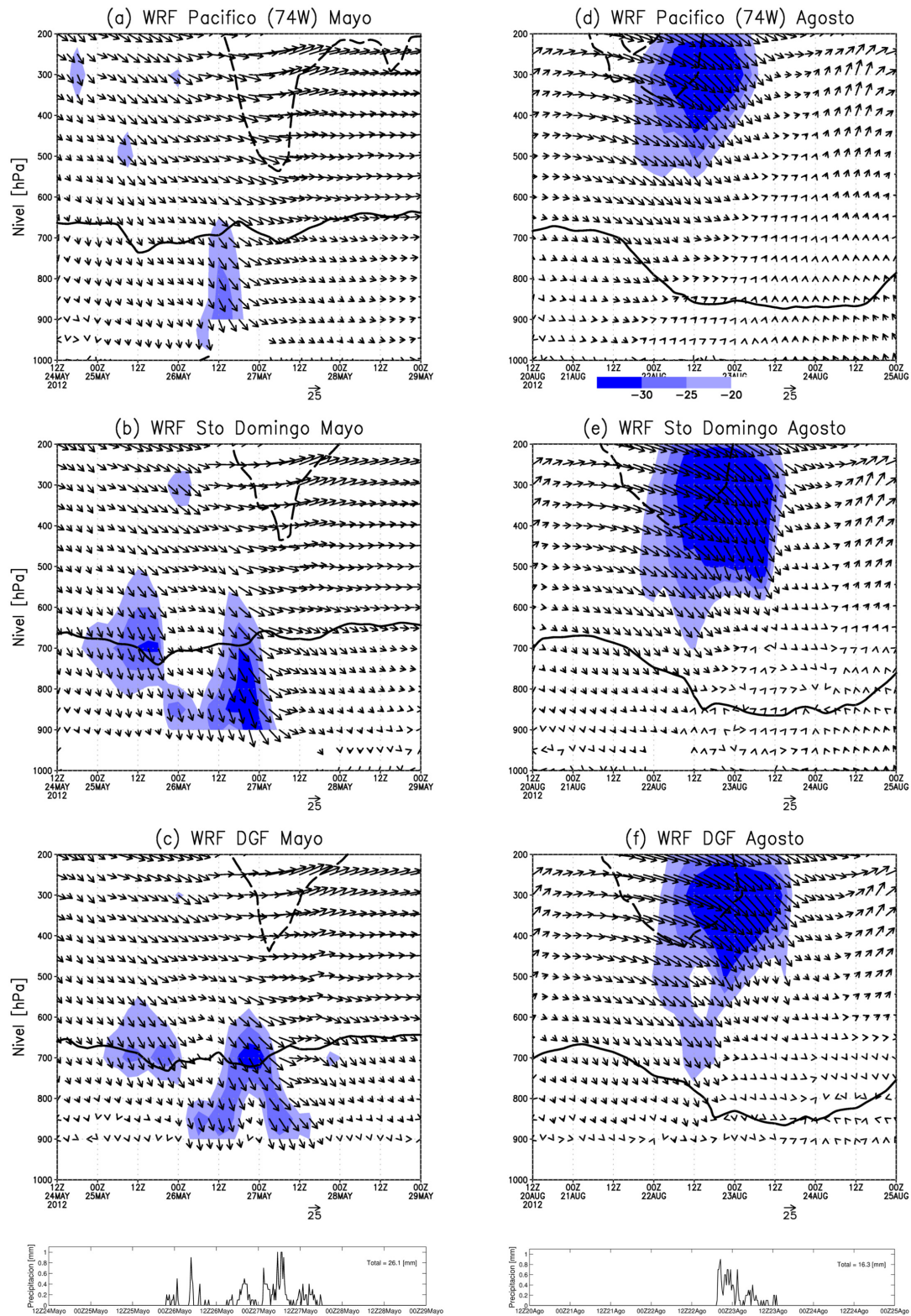


Figura 2.13: Flujo horizontal (flechas; escala en m/s) sobre el Pacífico ($33.65^{\circ}\text{S};74^{\circ}\text{W}$); Santo Domingo y Santiago según la simulación en WRF con topografía completa durante la tormenta cálida (a; c y e) y tormenta fría (b; d y f). En cada caso, se destaca el flujo del norte superior a 20 m/s (sombreado) y el flujo zonal superior a 45 m/s (línea segmentada), así como nivel de la isoterma cero (línea continua). En la parte inferior, precipitación en Santiago durante cada evento.

al inicio de la precipitación, exhibiéndose además para dicho instante una estructura vertical de bloqueo más relevante que en el caso cálido. Sobre el nivel 500 hPa en cambio, el flujo zonal tiende a ser más intenso con presencia orográfica particularmente finalizado el evento cálido y previo a comenzar el evento frío, lo que es particularmente evidente sobre Santiago.

La diferencia en el flujo meridional en cambio, revela un flujo norte favorecido por la presencia orográfica hacia los instantes finales y posteriores a la precipitación del evento cálido, particularmente bajo el nivel 800 hPa en donde la diferencia es más notoria. En contraste, durante los instantes previos existe un flujo norte frenado por la presencia orográfica bajo el nivel 600 hPa. En el caso de la tormenta fría, se observa un flujo del sur frenado por la presencia orográfica durante el desarrollo de la precipitación. Este patrón abarca una extensión vertical importante (hasta 500 hPa) y puede encontrarse sobre Santiago y Santo Domingo a diferencia del caso cálido, en donde dicho bloqueo no existe.

Una perspectiva espacial del campo de viento sobre la región durante el instante de mayor precipitación puede apreciarse en la figura 2.16. En ella, aparece la sección meridional promedio de flujo meridional y zonal a lo largo de 33° - 34.5° S para las 06Z del 27 de Mayo, e indica flujo del norte desde superficie al nivel 500 hPa (Fig. 2.16a), el cual se intensifica en longitudes cercanas a la barrera topográfica (en unos 6 m/s respecto a los valores corriente arriba) en concordancia con el jet de bajo nivel asociado a la barrera topográfica descrito en Barret et al. (2009). En la dirección zonal en tanto (Fig. 2.16b), el flujo desacelera al enfrentarse a la barrera topográfica, existiendo incluso una región cercana a la cordillera de Los Andes con viento del este que se extiende hasta la ladera occidental de la cordillera de la costa, con una extensión vertical hacia el nivel 800 hPa. En niveles superiores, el flujo zonal se intensifica a medida que dichos niveles se encuentran más lejanos a la superficie, de tal manera que en 500 hPa el flujo zonal supera los 36 m/s. En este instante además, el nivel de la isoterma cero experimenta un alza a medida que las longitudes sean más cercanas a la barrera topográfica, llegando incluso a posicionarse aproximadamente a 1 km del tope de la cordillera de Los Andes. Dicha elevación del nivel de la isoterma cero, aparece como una consecuencia de la advección cálida dada por el patrón sinóptico y el jet meridional de bajo nivel forzado por la barrera andina, en tanto que entre la cordillera de la costa y la cordillera de Los Andes, el nivel de la isoterma cero disminuye. Dicha disminución en el nivel de la isoterma cero, ha sido previamente descrita para el caso de la cordillera de Los Andes (Viale et al. 2013) y puede ser resultado de estancamiento de aire frío y/o enfriamiento pseudoadiabático y derretimiento de la precipitación (Minder et al. 2011).

En el caso de la tormenta fría, 24 horas antes del inicio de la precipitación en Santiago (Fig. 2.17a) se aprecia la existencia de flujo norte dominante sobre la región 33° - 34.5° S, destacándose un núcleo bajo el nivel 900 hPa situado hacia el Pacífico en torno a 73.5° W (al oriente de una región asociada con flujo sur consistente con el borde oriental del anticiclón migratorio), donde el flujo norte supera los 12 m/s. Hacia el oriente, la intensidad de este flujo norte disminuye de manera tal que sobre la cordillera de la costa ésta no supera los 3 m/s. Por otra parte este flujo norte se intensifica con la altura, identificándose zonas con un flujo más intenso en torno a los 550 hPa y con una gran extensión espacial dominante sobre la costa chilena y unos 500 kilómetros costa afuera, en consistencia con el flujo norte asociado a la zona de prevaguada sobre la región. El flujo zonal en tanto (Fig. 2.17b), es dominado por viento oeste sobre gran parte de la zona de estudio, no obstante destaca la existencia de

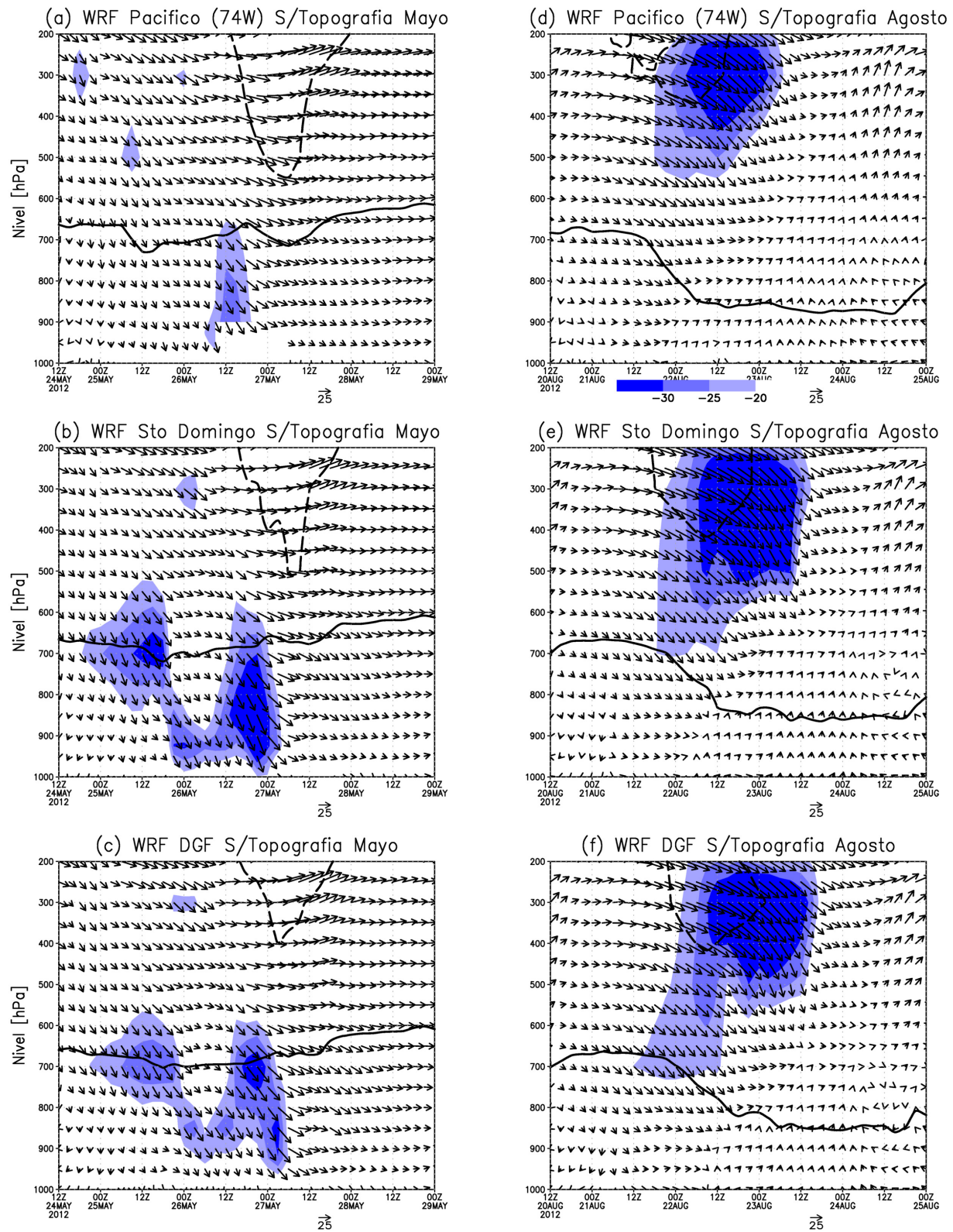


Figura 2.14: Como en la figura 2.13 pero realizada en base a simulaciones sin topografía.

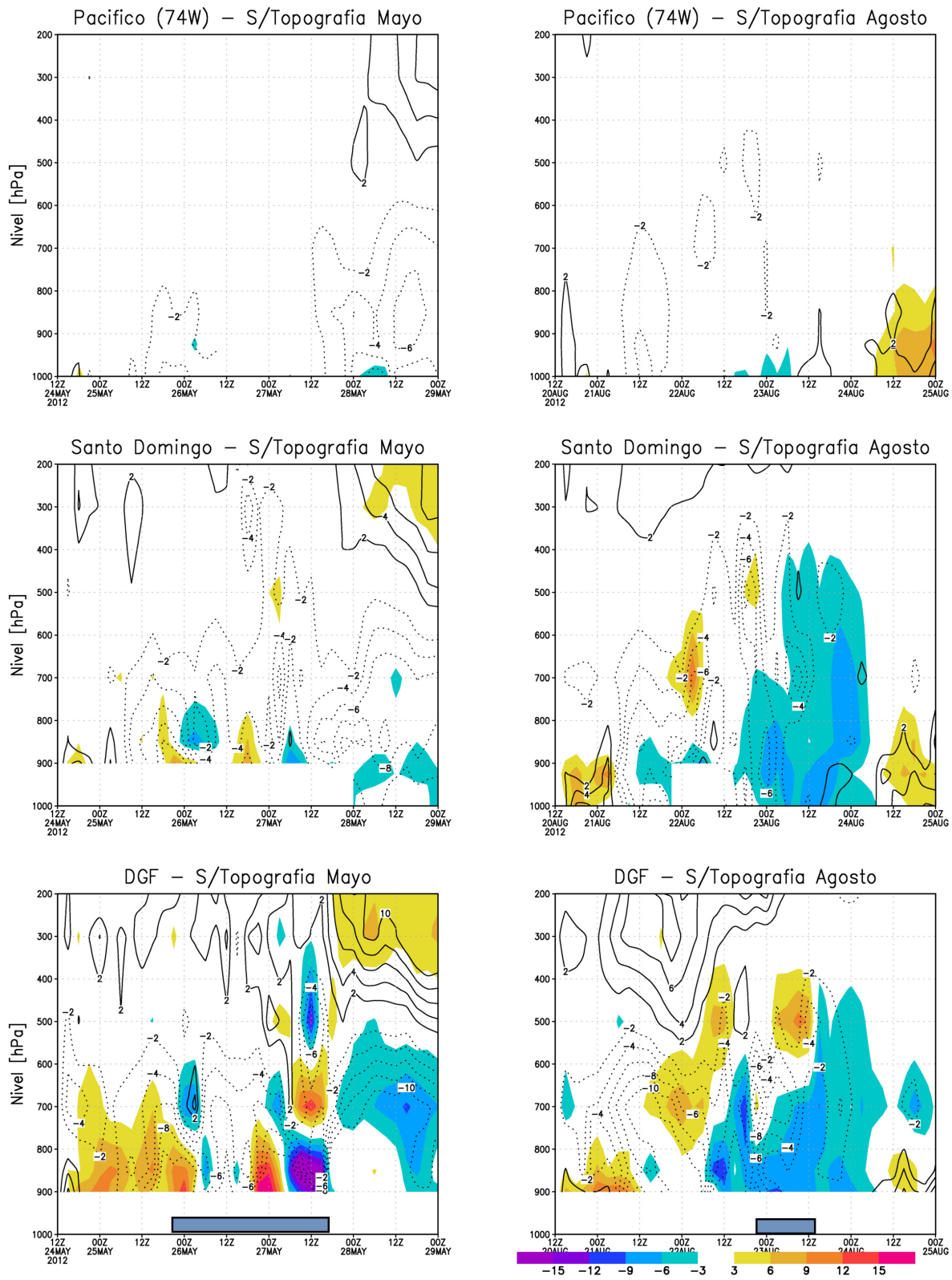


Figura 2.15: Estructura vertical de la diferencia entre los campos de viento (en m/s) en la componente meridional (sombreado) y zonal (contornos) asociados a las simulaciones con topografía completa respecto a aquéllas con topografía removida durante la tormenta cálida (izquierda) y tormenta fría (derecha) sobre el Pacífico (Panel superior); Santo Domingo (Panel medio) y DGF (Panel inferior). Con rectángulo celeste, duración de la precipitación en Santiago.

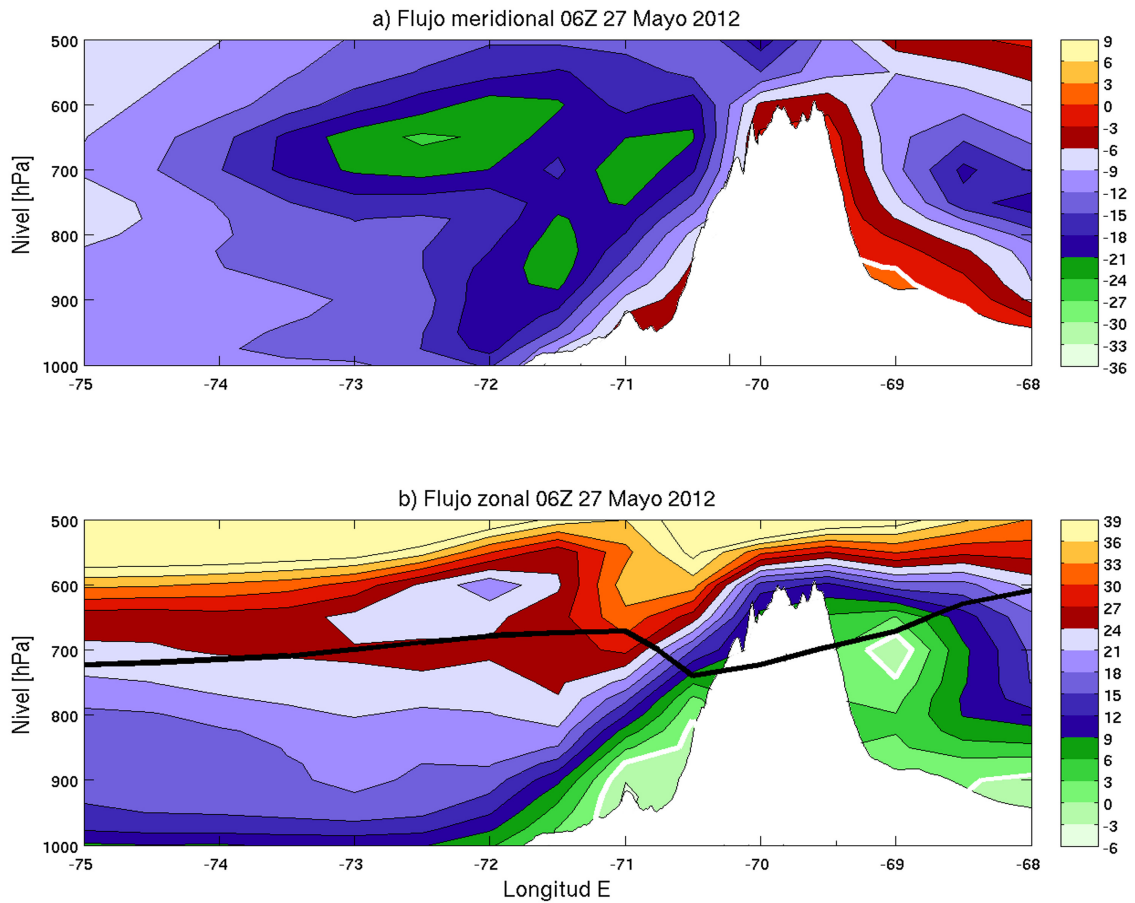


Figura 2.16: (a) Topografía y flujo meridional promedio entre las latitudes 33° - 34.5° S (m/s; sombreado) en el instante de mayor precipitación en Santiago (06Z 27 Mayo) durante el paso de la tormenta cálida. La línea blanca, indica la isolínea 0 m/s. (b) Como en (a) pero para el flujo zonal. En este caso, se indica además el nivel de la isoterma cero (línea negra continua gruesa).

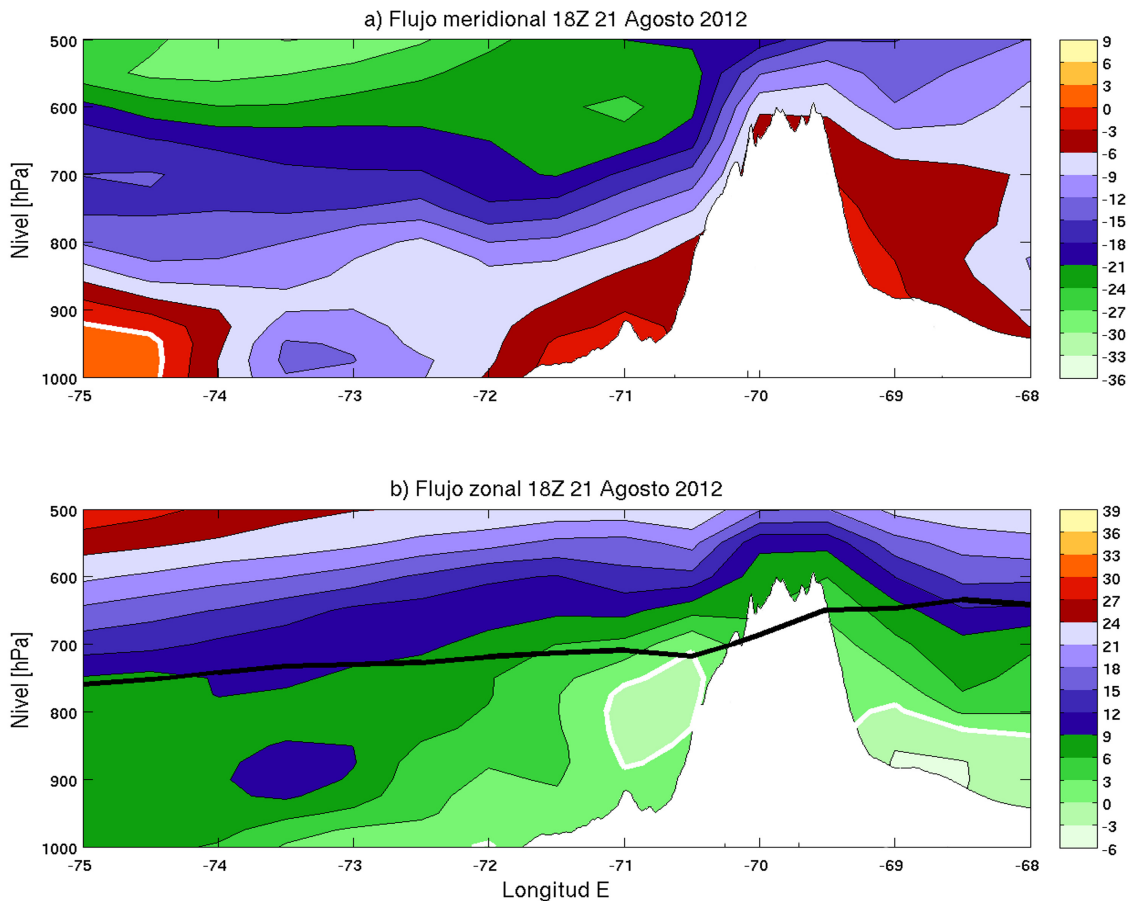


Figura 2.17: Como en la figura 2.16 pero 24 horas antes del inicio de la tormenta fría.

una región con flujo del este en la capa 850-700 hPa y que se sitúa en la ladera occidental de la cordillera de Los Andes y que bloquea el ascenso en ese sector. Hacia niveles superiores, el flujo oeste aumenta con la altura sin distinguirse hasta el nivel 500 hPa una región con flujo zonal máximo. Por otro lado, destaca la presencia de un máximo local de flujo oeste en torno a 900 hPa que se encuentra co-localizado con el máximo de flujo norte descrito previamente. Finalmente, el nivel de la isoterma cero mantiene un nivel estable desde el Pacífico hasta la ladera occidental de la cordillera de Los Andes, donde se sitúa en torno al nivel 700 hPa para luego aumentar progresivamente hacia el este de tal forma de localizarse en 650 hPa hacia la ladera oriental de la cordillera de Los Andes.

Al analizar los perfiles de estabilidad en base a la ecuación 2 para ambas tormentas antes y durante el desarrollo de la precipitación (Fig. 2.18), se obtiene que en promedio, hasta 24 horas antes del inicio de la precipitación, existe una condición mayormente estable bajo los 3000 m en el caso cálido, no siendo así en el caso frío en donde existen dos capas inestables. La primera de ellas, se extiende desde la superficie hasta los 1000 m y la segunda entre 1500 y 2500 m. En niveles superiores, destaca la desestabilización de la columna de aire en el caso cálido hasta formar una capa inestable entre 4500 y 6500 m mientras que en el caso frío, existe una condición estable dominante por sobre los 3000 m. Al iniciarse la precipitación,

es evidente la condición menos estable del caso cálido respecto a los instantes anteriores, de manera tal que una condición mayormente neutra se encuentra entre los 1500 y 3000 m. Por otra parte, en el caso frío domina la condición estable a lo largo de toda la columna como consecuencia del bloqueo descrito en la figura 2.13. Adicionalmente, destaca para las 2 tormentas la progresiva estabilización de la columna de aire por sobre los 3500 m.

Los perfiles de estabilidad previamente descritos inciden en el nivel a partir del cual el flujo zonal es capaz de cruzar la barrera andina (nivel crítico, en donde $F_r = 1$). De acuerdo al número de Froude (ecuación 1), dicho nivel depende de la intensidad del flujo y la estabilidad presente en la columna de aire. De esta manera, dicho límite varía entre las tormentas estudiadas y presenta una variación en el tiempo que puede estimarse a partir de radiosondeos y, con una mayor resolución temporal, a partir de las simulaciones numéricas con topografía completa. En el caso cálido (Fig. 2.19), al iniciarse la precipitación en Santiago es notoria en las observaciones la disminución de este nivel un unos 800 m respecto a los sondeos previos, de tal manera que en este instante las parcelas de aire situadas por sobre los 3000 m son capaces de cruzar la barrera andina. A medida que el episodio continúa desarrollándose, es notorio que el nivel crítico disminuye a un valor mínimo (aproximadamente 2750 m) durante el instante de mayor persistencia en la precipitación (24 horas después de iniciado el evento), para luego estabilizarse en torno a los 3000 m una vez que la precipitación cesa. Este comportamiento es similar respecto a lo simulado por WRF, no obstante el modelo reproduce la disminución del nivel crítico en instantes posteriores a lo observado y con dicho nivel exhibiendo una discrepancia que puede superar los 1.5 km respecto a lo observado particularmente durante el desarrollo de la precipitación, notándose que una vez finalizado el episodio, dicha discrepancia respecto al valor observado es del orden de los 500 m. Dado que el campo de viento constituye parte de las condiciones de borde del modelo, la discrepancia entre los niveles críticos obedecería más bien al parámetro de estabilidad N_m en el número de Froude, de tal manera que el evento simulado presentaría una estabilidad reducida respecto a lo obtenido a partir de los radiosondeos sobre Santo Domingo.

En el caso de tormenta fría, la discrepancia entre modelo y observación es menor que en el caso cálido, particularmente una vez finalizado el episodio de precipitación. No obstante a lo anterior, el número de Froude simulado continúa mostrando un nivel crítico que es menor al obtenido por radiosondeo hasta en unos 1.2 km previo al inicio de la precipitación (12Z 22 de Agosto). Una vez iniciada ésta y en el instante de mayor persistencia (00Z 23 de Agosto), es evidente una vez más que el nivel crítico es mínimo según lo extraído a partir del radiosondeo, mientras que el nivel crítico simulado es mínimo 24 horas antes. Un aspecto adicional a destacar, es que la tormenta fría experimenta un flujo más bloqueado que en el caso cálido, puesto que el número de Froude crítico para la tormenta fría se tiende a situar a elevaciones mayores que en el caso cálido. Lo anterior, es consistente con el ingreso de aire frío (más denso) advectado por el flujo suroeste asociado al anticiclón migratorio previamente descrito en la figura 2.11.

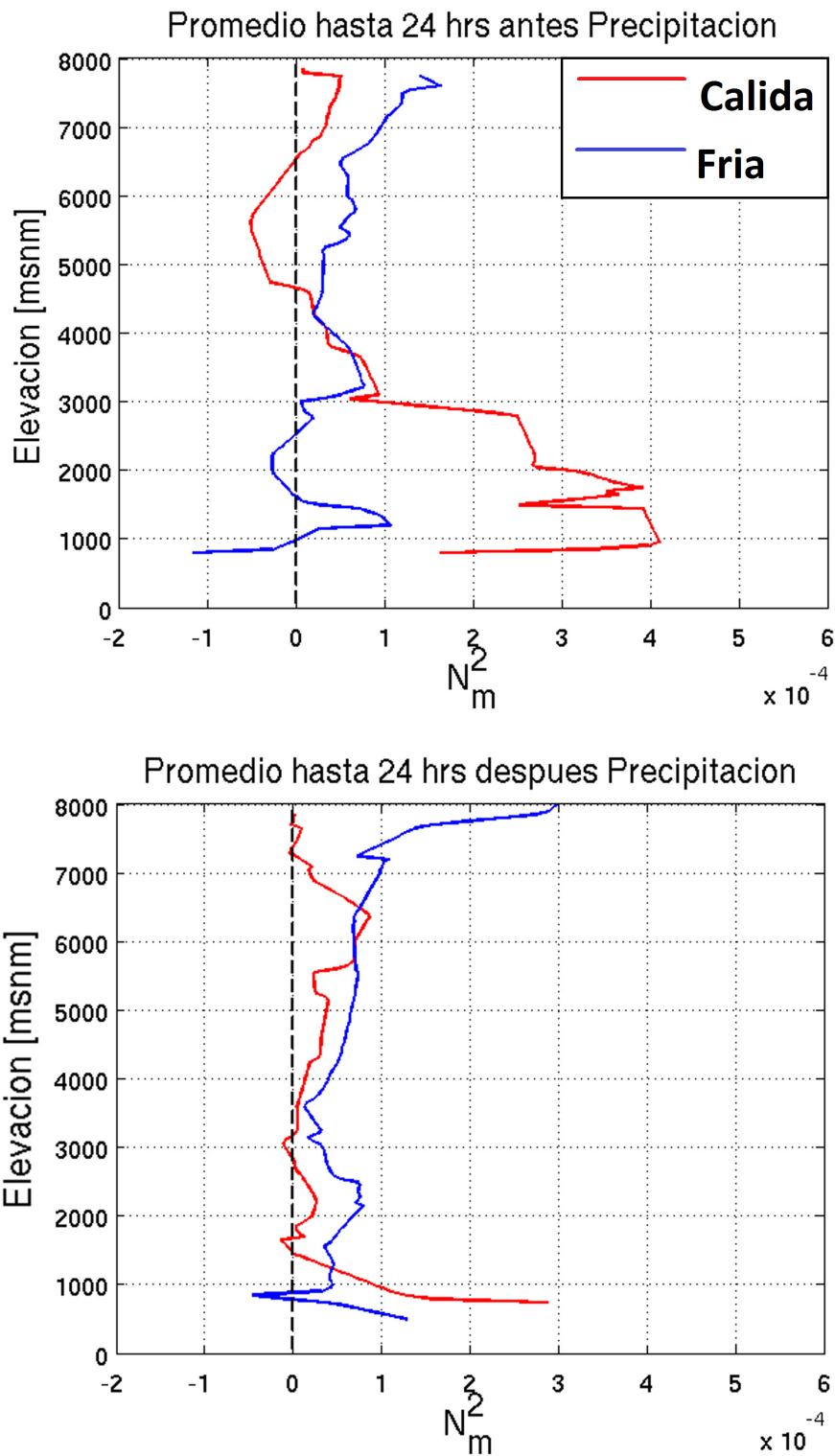


Figura 2.18: Perfil vertical promedio del parámetro de estabilidad (N_m^2 ; unidades en s^{-2}) en el caso de atmósfera saturada representativo de las condiciones durante las 24 horas previas al inicio de la precipitación (arriba) y las 24 horas posteriores al inicio de la precipitación (abajo) para cada tormenta en base a la información de los radiosondeos en Santo Domingo. En las regiones donde $N_m^2 < 0$ existe una capa inestable en donde las parcelas de aire pueden ascender libremente.

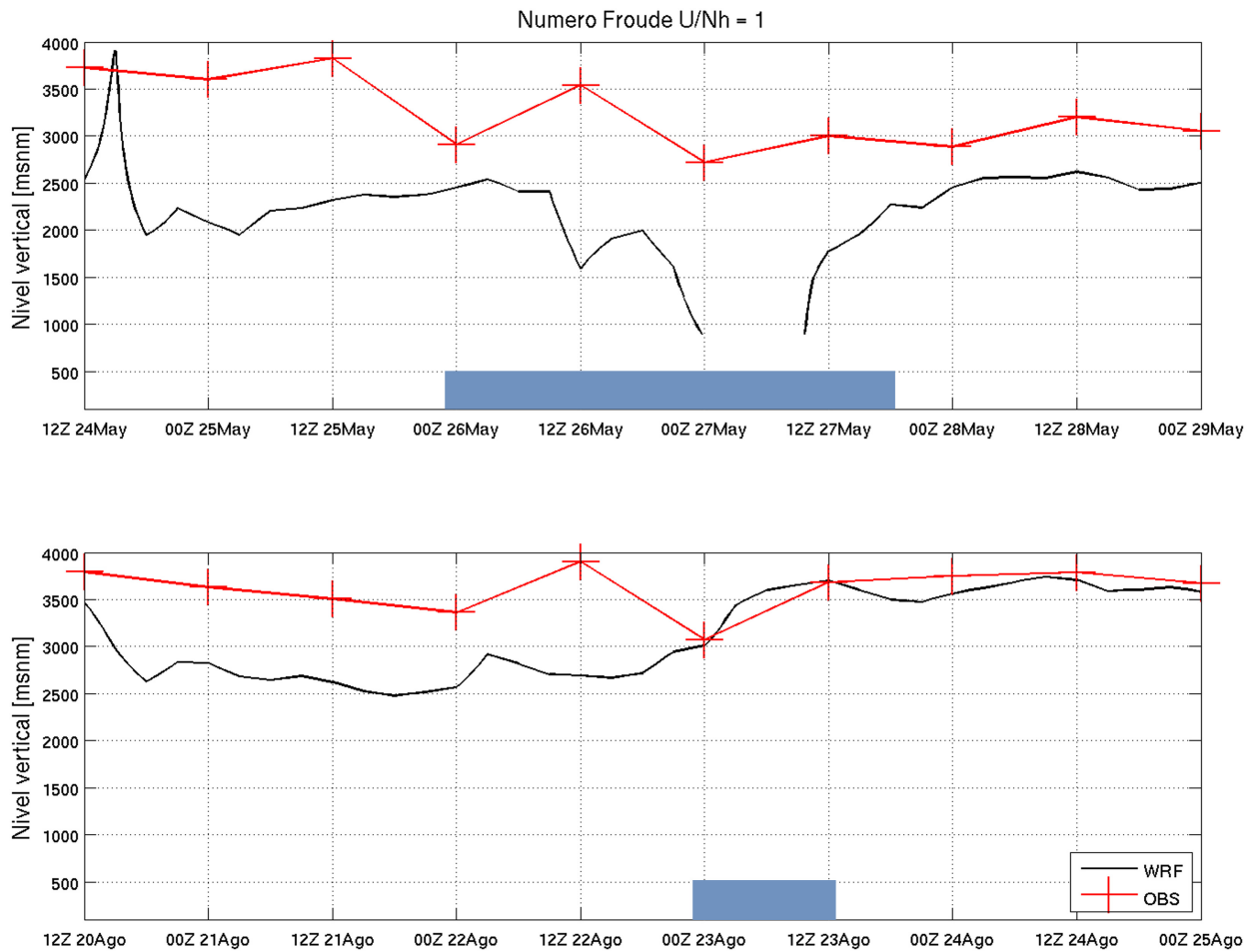


Figura 2.19: Evolución temporal del límite crítico del número de Froude (a partir del cual las parcelas de aire pueden cruzar la barrera andina) calculado en base a los radiosondeos de Santo Domingo (cada 12 hrs) y las simulaciones en WRF con topografía completa (cada 3 hrs) para el caso de Mayo (arriba) y Agosto (abajo). Con rectángulo celeste, duración de la precipitación en Santiago.

Capítulo 3

Simulación de los eventos

3.1. Descripción y validación de simulaciones

Para entender de mejor manera el rol que la topografía andina y costera juegan en el monto y distribución de la precipitación para cada una de las tormentas estudiadas, se realizaron simulaciones en WRF de alta resolución espacial (3 km) con topografía variable respecto a un caso de control en que la topografía del modelo se mantuvo sin alterar (Ver fig. 1.1 en el capítulo 1). Dichas simulaciones y alteraciones de la topografía, se describen con detalle en el capítulo 1 por lo que este capítulo se limita a describir los principales resultados obtenidos por cada simulación. No obstante a que el caso cálido es aquel que presenta el mayor control orográfico en la precipitación, dado que las tormentas frías son las más frecuentes (ver capítulo de introducción) se estima necesario estudiar ambos eventos con la misma profundidad.

3.1.1. Simulación Control

En primer lugar, para efectos de validación se comparó el patrón espacial en la precipitación acumulada observada para cada evento respecto al patrón espacial que otorga el modelo considerando la topografía completa (Fig. 3.1). En el caso de la tormenta cálida (Fig. 3.1a), el patrón de distribución en la precipitación acumulada del modelo muestra valores máximos que se asocian a los lugares más altos de la cordillera de Los Andes y su ladera occidental particularmente al sur de 33.5°S . Por otro lado, hay 2 máximos asociados a la presencia de la cordillera de la costa los cuales se sitúan al noroeste de Santiago y al sur hacia la zona de Cantillana como una extensión hacia la costa del patrón de precipitación asociado a la ladera occidental de la cordillera de Los Andes, el cual va progresivamente disminuyendo hacia el oeste a medida que la elevación es cada vez menor. Los máximos en la precipitación acumulada, se corresponden con laderas y cimas de zonas montañosas, por lo que en esta simulación se dió un control orográfico de tal forma que las mayores cantidades de precipitación se asocian a las mayores elevaciones, con un claro contraste océano-continente en los valores de precipitación acumulada, lo que es consistente con los patrones observados para la tormenta cálida descritos en el capítulo 2.

Respecto al caso de tormenta fría (Fig. 3.1b), no se evidencia un control orográfico claro en la precipitación acumulada, destacándose la zona de intensificación del frente (en donde ocurren los máximos de precipitación acumulada) que se muestra como una banda elongada orientada hacia el noroeste desde 70.5°W ; 34.5°S , con una zona de menor precipitación tras de sí particularmente evidente hacia la costa. Dicha banda, aparece como parte de una estructura que posee además una banda secundaria de precipitación máxima y que tiene la misma orientación pero que se sitúa al noreste respecto a la banda principal. Ninguna de ellas, presenta diferencias apreciables en la precipitación acumulada respecto a la elevación, un rasgo que también es evidente en las observaciones (Capítulo 2) y además, no existe un gradiente en la precipitación asociado a la presencia del continente respecto a aquella ocurrida sobre el océano.

Cuantitativamente, el modelo muestra una mayor precipitación en la tormenta cálida respecto a la fría en consistencia con lo descrito en el capítulo 2. Además, el modelo tiende a sobreestimar los montos de precipitación registrados en las correspondientes estaciones pluviométricas. De hecho, para ambas tormentas (Fig. 3.1) la dispersión entre los valores observados y simulados es tal que el modelo puede sobreestimar hasta más de 4 veces la precipitación observada en alguna estación, por lo que no se realizarán comparaciones directas en los montos de precipitación entre modelo y observación.

3.2. Simulaciones con topografía variable

3.2.1. Tormenta Cálida

Los montos de precipitación acumulada para la tormenta cálida se muestra en la figura 3.2. Con respecto a la simulación control descrita en la sección anterior (Fig. 3.2a), una vez que se remueve la cordillera de la costa en la simulación (Fig. 3.2b) el patrón sobre la cordillera de Los Andes no cambia visiblemente, en tanto que la ausencia de la cordillera de la costa provoca una disminución en los montos de precipitación particularmente en la cima y ladera norte de la zona de Cantillana, así como en la zona montañosa al noroeste de Santiago (identificada como cerro La Campana en torno a 33°S). Destaca además, el aumento en la precipitación en el valle central cercano a Santiago y la disminución en la precipitación en la zona costera en torno a 33°S .

Considerando tan sólo la cordillera de la costa en la simulación (Fig. 3.2c), es claro ver que disminuyen los montos de precipitación respecto a los casos en donde se incluye la cordillera de Los Andes, por lo que esta última sería un agente relevante respecto a los montos de precipitación en la zona de estudio. La influencia de dicho agente es tal, que en la zona de la cordillera de Los Andes, de existir sólo la cordillera de la costa la precipitación del evento sería menor a un 10% respecto al caso con topografía completa. El resultado anterior, es consistente con la disminución en la precipitación asociada al paso de un frente en la zona central de Chile cuando se reduce la topografía según como se evidencia en Barret et al. (2009) y muestra, en una menor escala, el efecto de sombra orográfica en la precipitación previamente documentado para la zona oriental y occidental de Los Andes en Viale y Nuñez

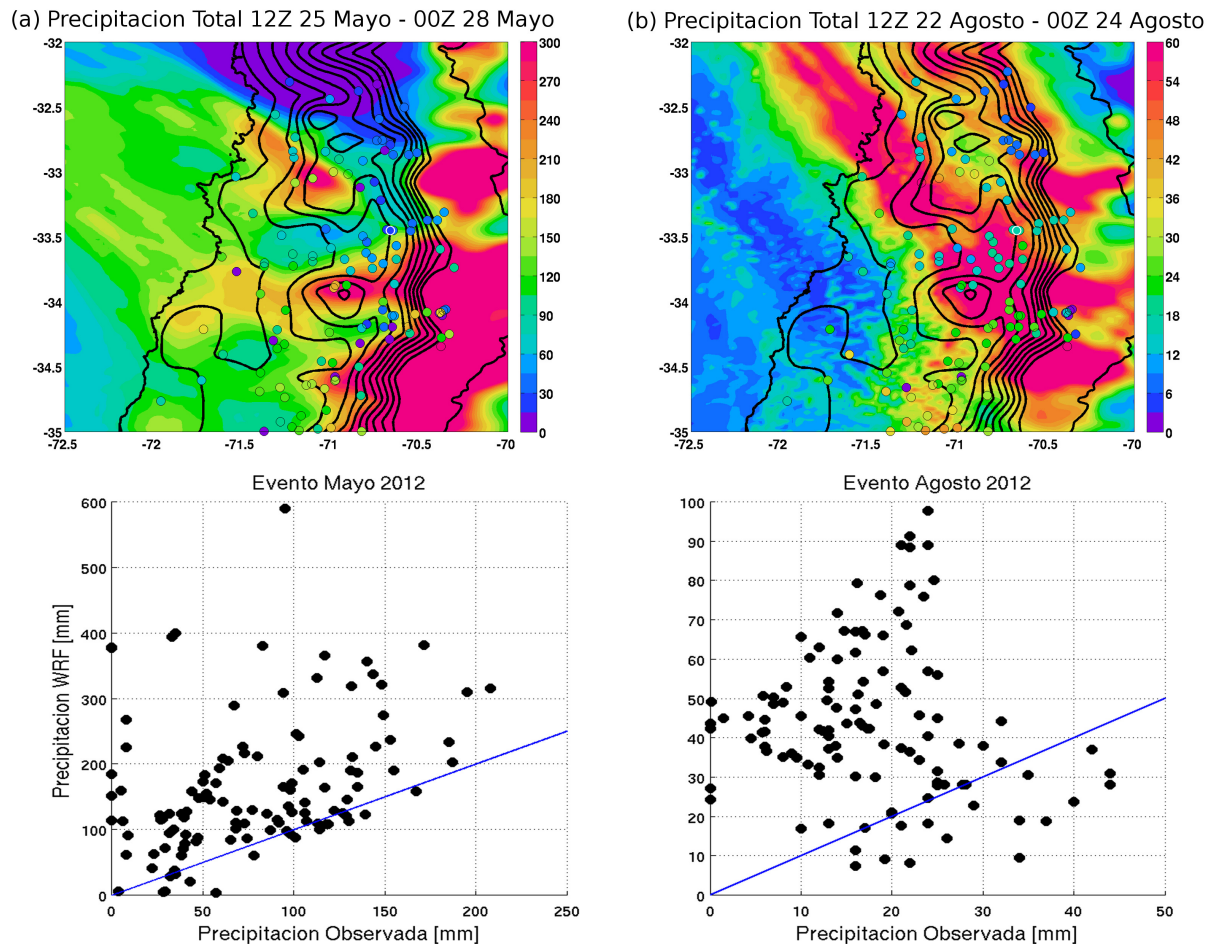


Figura 3.1: Panel superior: Elevación del terreno en la simulación control de WRF y límite geográfico de Chile central (contornos negros; separados cada 200 m hasta 2000 m) y precipitación acumulada (sombreado; mm) en los eventos de (a) Mayo y (b) Agosto junto con el valor observado en las distintas estaciones pluviométricas (puntos coloreados; mm). El punto con contorno blanco, representa la posición de la estación DGF en Santiago. Panel inferior: Diagrama de dispersión entre precipitación observada en cada estación y aquella simulada en WRF para los eventos de Mayo y Agosto respectivamente. La línea azul representa la correspondencia 1:1 entre valor observado y simulado.

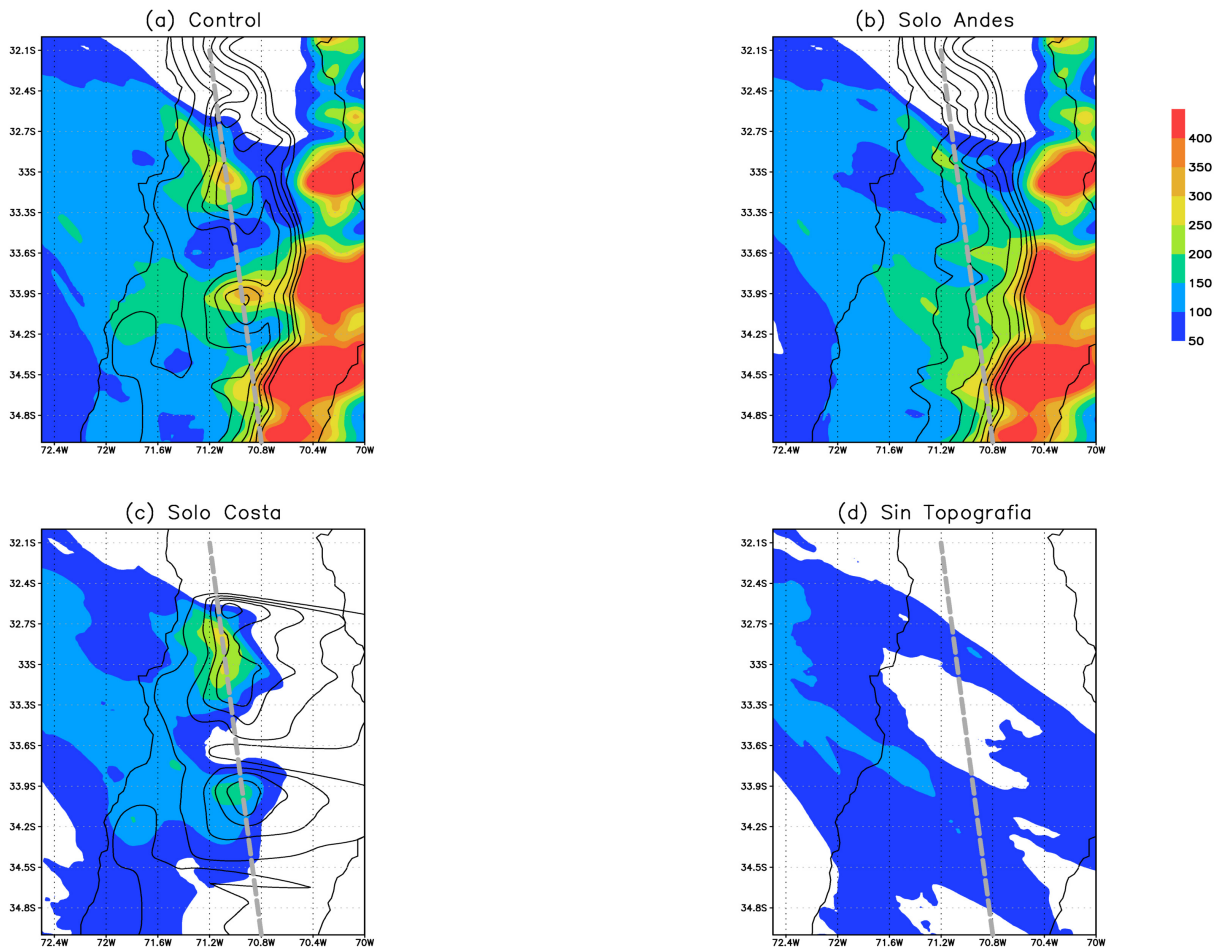


Figura 3.2: Precipitación acumulada durante el período 12Z 25 Mayo-00Z 28 Mayo 2012 en cada una de las simulaciones (sombreado; unidades en milímetros) y topografía (contornos; ver Fig. 1.1). En cada caso, la línea segmentada representa la sección transversal para la figura 3.4.

(2011) y Falvey y Garreaud (2007).

En el caso de no considerar topografía para esta tormenta (Fig. 3.2d), el patrón de distribución en los montos de precipitación asemeja a aquel descrito para la simulación control en el caso de tormenta fría (Fig. 3.1b), con una banda orientada hacia el noroeste de máxima precipitación y de característica homogénea en que no se distingue una diferencia entre la precipitación sobre océano y sobre continente.

Respecto a la progresión espacio-temporal a lo largo de la costa de la precipitación en las simulaciones (Fig. 3.3), la presencia de topografía ejerce un rol diferenciado respecto a los montos de precipitación. La cordillera de Los Andes, sería responsable de suministrar un agente mecánico que favorece el bloqueo del flujo oeste, aumentando la precipitación al sur de 35°S y extendiendo el período de precipitación en la zona (Fig. 3.3 a;b) como efecto directo del jet de barrera de bajo nivel (Barret et al. 2009). Mientras que la cordillera de la costa (Fig. 3.3c), tiene el rol de aumentar la precipitación en torno a sus mayores elevaciones destacando la zona de Cantillana ($\approx 34^{\circ}\text{S}$) y además, es capaz de proveer una

sombra orográfica responsable de disminuir la intensidad de la precipitación en su ladera sur respecto al caso sin topografía (Fig. 3.3d). Por otro lado, en presencia de la cordillera de Los Andes la banda principal de precipitación muestra una alta simultaneidad en la precipitación máxima a lo largo de la zona centro-sur de Chile (34.5° - 37° S), la cual se concentra a las 00Z del 27 de Mayo. Cuando existe sólo la cordillera de la costa en cambio, no existe simultaneidad en la precipitación sino que más bien se evidencia un progresivo avance hacia el norte de la precipitación, el cual no se ve influenciado por la presencia de topografía (Figs. 3.3 c y d).

Los rasgos de control orográfico costero en la precipitación, pueden apreciarse de mejor manera si se extrae una sección transversal que atraviese la cordillera de la costa pasando por la zona del cerro La Campana y la cima de Cantillana (Fig. 3.4). Esta sección, se extiende desde 71.2° W; 32.1° S hasta 70.8° W; 35° S y atraviesa, además, máximos locales en la precipitación acumulada para las simulaciones “Control” y “Solo Costa” (ver Fig. 3.2). En esta sección, se aprecia que existe una correspondencia entre aumento (disminución) de la precipitación y aumento (disminución) en la elevación asociada a las simulaciones “Control” y “Solo Costa” hacia el norte de 34.5° S y a la simulación “Solo Andes” hacia el sur. El caso de la simulación control, muestra además mayores montos de precipitación en las cimas de Cantillana y La Campana que en las simulaciones “Solo Costa” y “Solo Andes” por sí mismas, por lo que ambos agentes orográficos (cordillera de la costa y cordillera de Los Andes) contribuyen a incrementar la precipitación total del evento en dichas zonas. El grado de relevancia de un agente respecto al otro, puede estimarse comparando la precipitación asociada a la simulación “Control” con aquella asociada a las simulaciones “Solo Costa” y “Solo Andes”. De esta manera, en La Campana se tiene una precipitación total que es mayormente asociada a la cordillera de la costa, mientras que hacia la zona de Cantillana hay una contribución similar de ambos agentes orográficos, pero con una componente andina dominante hacia la ladera sur. Por otro lado, la remoción de la cordillera de la costa contribuye a aumentar la precipitación en la zona entre Cantillana y La Campana (en torno a 33.5° S) por lo que la cordillera de la costa actuaría como un agente de sombra orográfica en la precipitación sobre dicha zona y también hacia la ladera sur de Cantillana hasta 34.5° S. Más hacia el sur, la precipitación es explicada casi exclusivamente por la presencia de la cordillera de Los Andes. Finalmente, el caso sin topografía es aquel con menor precipitación a lo largo de gran parte de la sección y evidencia, una vez más, el efecto de sombra orográfica en la precipitación asociada a la cordillera de la costa hacia el sur de Cantillana.

Ahora, ¿Qué fracción de la precipitación en la simulación control es explicada por la presencia de la cordillera de Los Andes y la cordillera de la costa? Para resolver esta inquietud, consideremos que la precipitación en cada simulación es resultado de la combinación entre la precipitación asociada a los rasgos topográficos y aquella no asociada a dichos rasgos (e.d. la simulación sin topografía). Luego, la precipitación en cada simulación puede escribirse como:

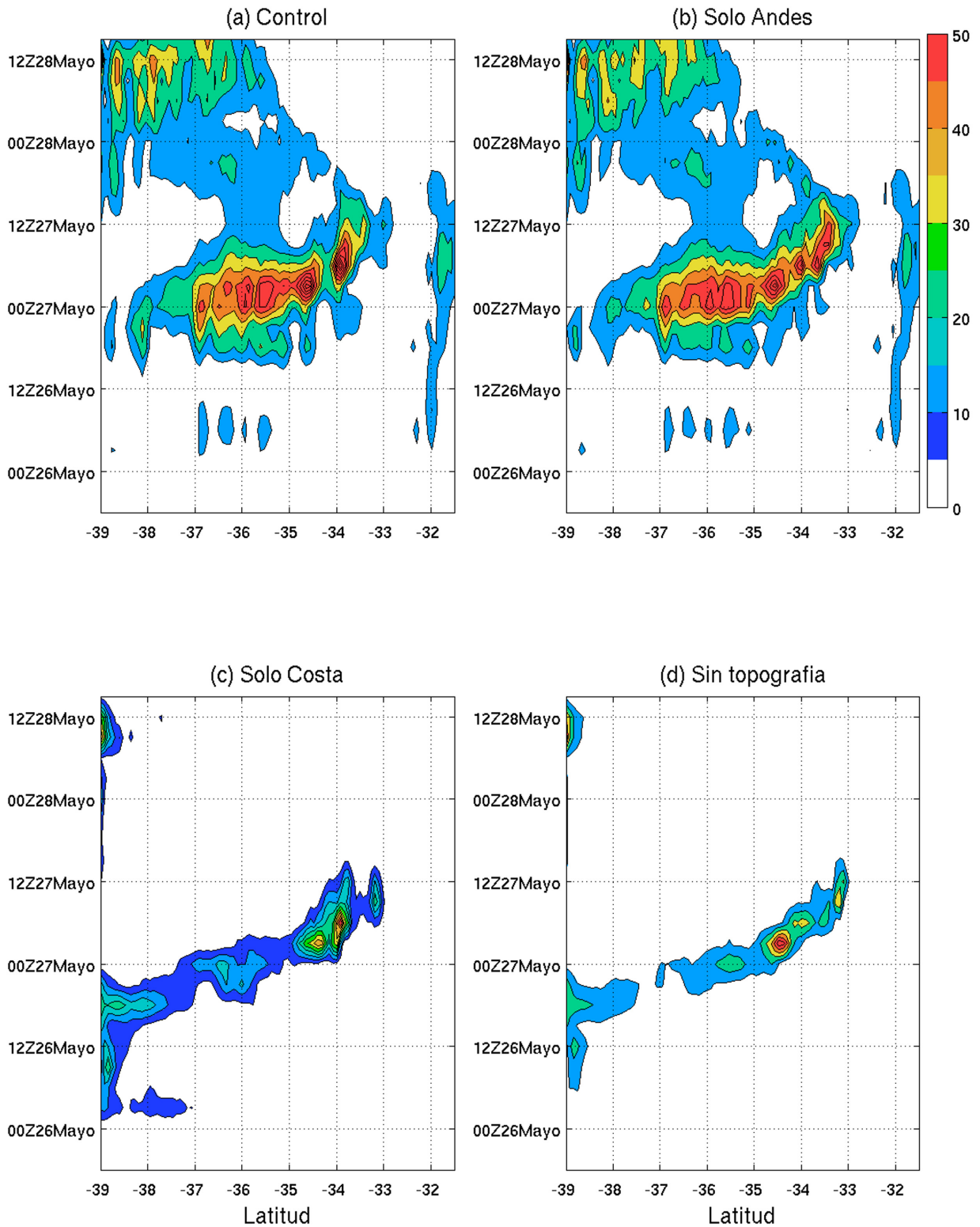


Figura 3.3: Precipitación acumulada en 3 hrs (milímetros) a lo largo de una sección en dirección norte-sur para cada una de las simulaciones hechas para el caso de tormenta cálida. En cada sección, la longitud sigue la línea de costa y varía entre 70.2° y 71.8° W.

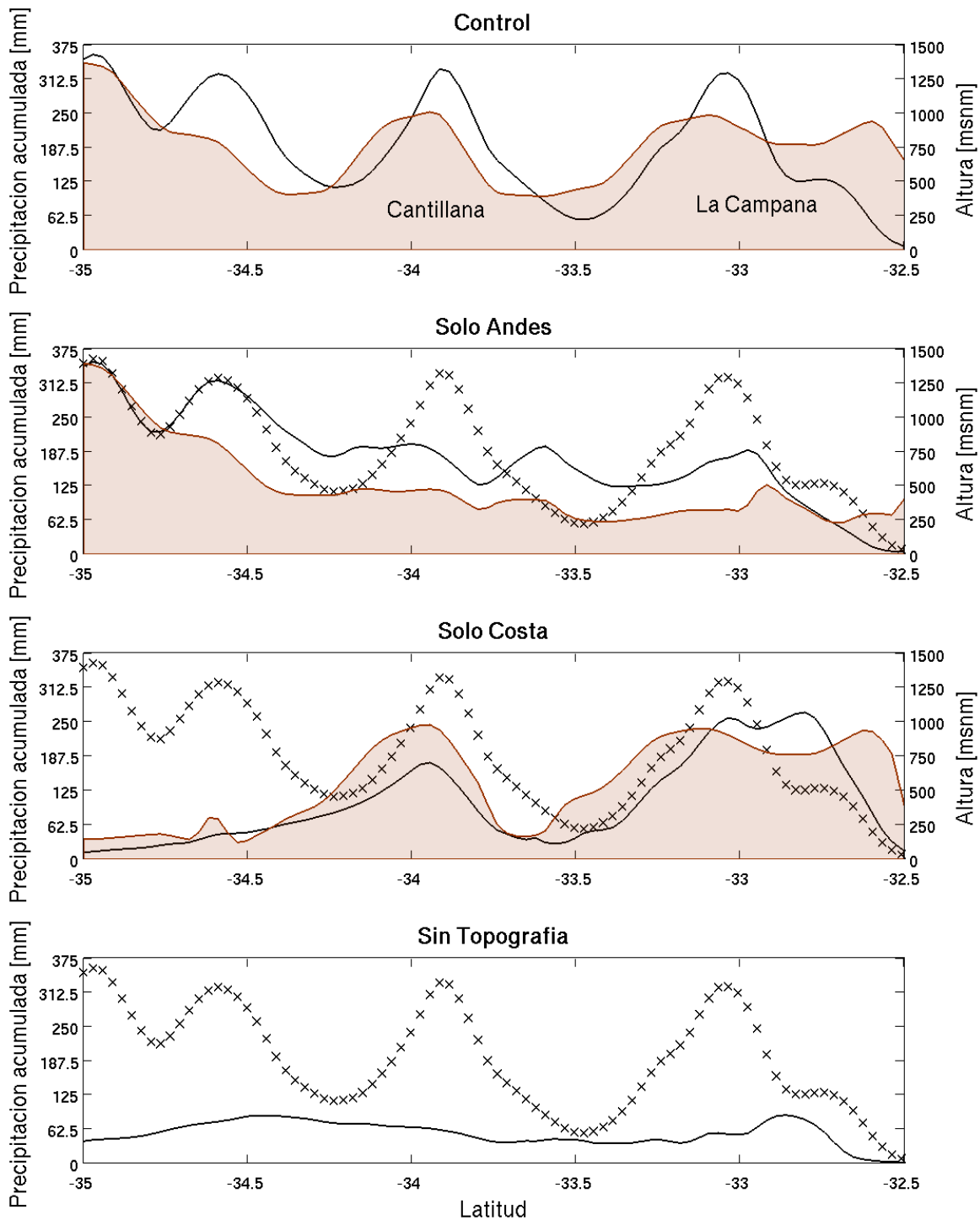


Figura 3.4: Precipitación acumulada para cada simulación (línea continua) entre las 12Z 25 Mayo y 00Z 28 Mayo 2012 a lo largo de la sección transversal ilustrada en la Fig. 3.2. A modo de referencia, se indica en cada caso la precipitación en la simulación control (línea punteada con x) y posición de montañas “La Campana” y “Cantillana”, las cuales constituyen parte de la cordillera de la costa.

Caso Control	:	Precipitación orográfica + Precipitación no orográfica.
Caso Solo Andes	:	Precipitación asociada a la cordillera de Los Andes + Precipitación no orográfica.
Caso Solo Costa	:	Precipitación asociada a la cordillera de la costa + Precipitación no orográfica.
Caso Sin Topografía	:	Precipitación no orográfica.

De esta manera, podemos introducir un índice asociado a la fracción de la precipitación en la simulación “Control” explicada por la combinación lineal en la precipitación asociada a los casos “Solo Andes” y “Solo Costa”. Dicho índice, es dado por:

$$\frac{\text{Control}}{\text{Solo Andes} + \text{Solo Costa} - \text{Sin Topografía}}$$

La remoción en el denominador de la precipitación en el caso “Sin Topografía”, obedece a no sobrerrepresentar la precipitación no orográfica. De esta manera, cuando el índice es menor (mayor) que 1, se obtiene que la combinación sobreestima (subestima) la precipitación asociada a la simulación control. Por otro lado, cuando el índice es 1 existe una precipitación en la simulación control que se explicaría en su totalidad por la presencia orográfica.

Luego, en el caso de Mayo (Fig. 3.5), se obtiene que la combinación tiende a sobreestimar la precipitación dada por la simulación control en La Campana y el valle central cercano a Santiago, así como hacia la ladera sur de Cantillana. Las regiones subestimadas en tanto, se distribuyen sobre la cordillera de Los Andes y la ladera norte de Cantillana mientras que sobre el Pacífico, dichas regiones son casi inexistentes. Un aspecto relevante a considerar, es que las regiones de precipitación total subestimada respecto a la simulación control no tienden a exhibir una discrepancia superior al 30 % (índice entre 1.15 y 1.3), no obstante a que en elevaciones mayores tal subestimación puede superar el 60 % (índice 1.6). En tanto, las regiones con precipitación sobreestimada discrepan al menos en un 25 % (índice entre 0.75 y 0.6) con la simulación control, particularmente al sur de Cantillana y sobre La Campana, incluyendo la zona de transición en donde se encuentra Santiago. Las regiones con representación ideal en tanto, se agrupan hacia las mayores elevaciones de la cordillera de Los Andes y la ladera norte de Cantillana, así como sobre el Pacífico al sur de 33°S.

3.2.2. Tormenta Fría

En este caso, cuando se considera toda la topografía (Fig. 3.6a) se observa un patrón de distribución en la precipitación donde los mayores montos se concentran en una banda orientada hacia el noroeste tal como se describió previamente para la figura 3.1b. Dicha banda, no se ve mayormente influenciada por la presencia de topografía costera, de tal modo que la remoción de ésta (Fig. 3.6b) no afecta a grandes rasgos el patrón de distribución de la precipitación previamente descrito. Sí existe por otro lado, influencia andina en la distribu-

Control/(Solo Costa+Solo Andes–Sin Topografía)

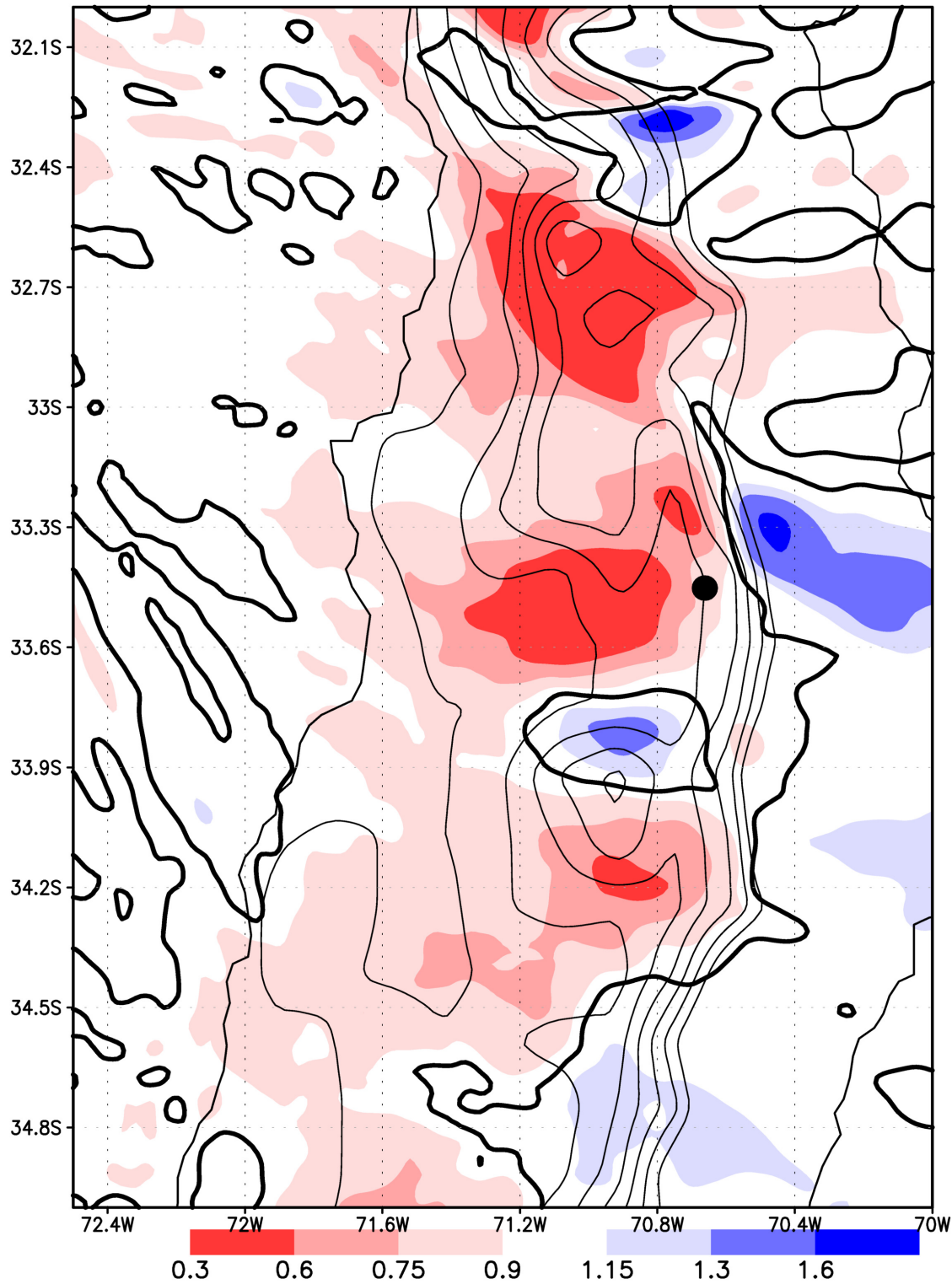


Figura 3.5: Fracción de la precipitación en la simulación control asociada a la combinación cordillera de la costa y cordillera de Los Andes para el caso de tormenta cálida. Valores mayores (menores) que 1 indican que la combinación sobreestima (subestima) la precipitación de la simulación control. En contornos gruesos, zonas donde la razón es 1. Se indica además la posición de Santiago (punto negro) y contornos de topografía (ver Fig. 1.1a).

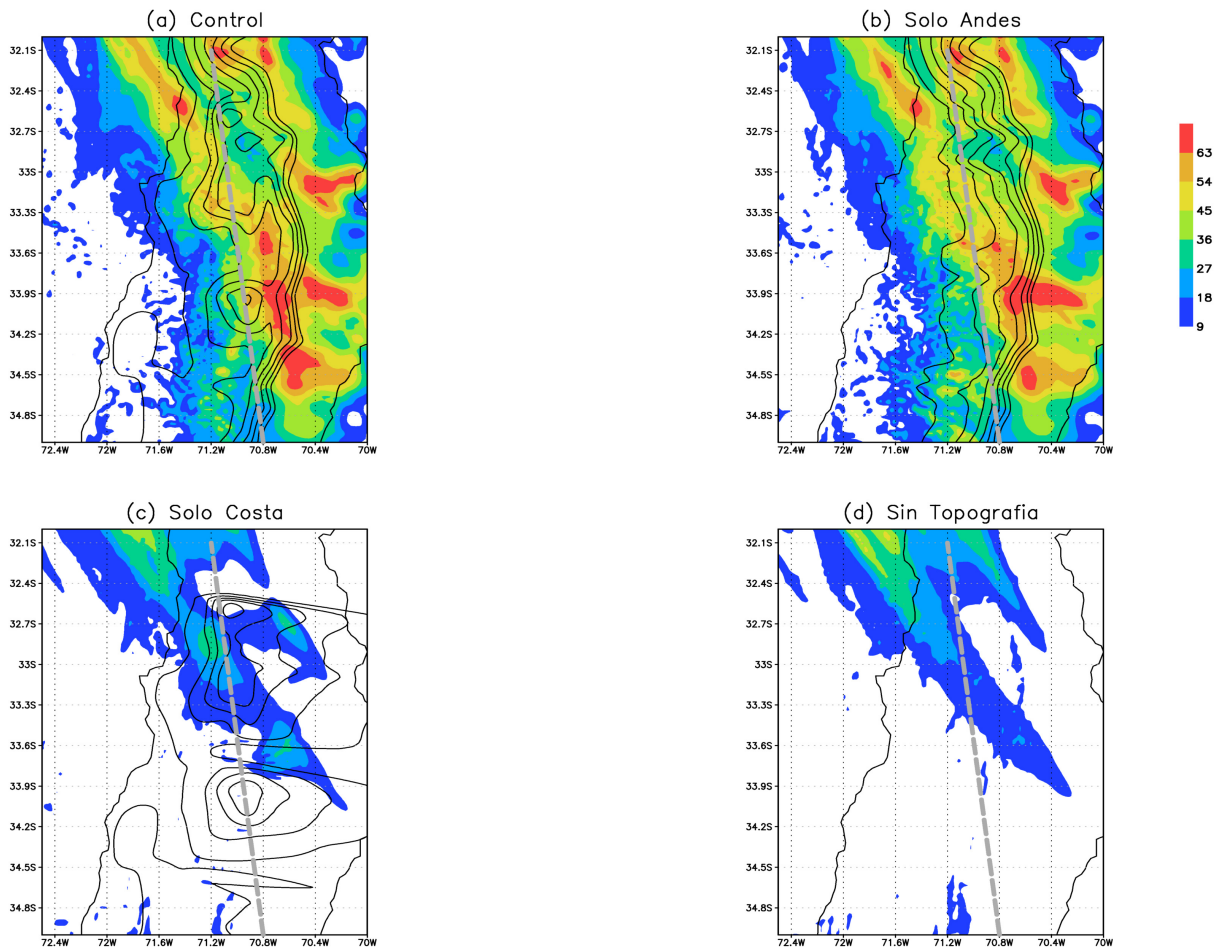


Figura 3.6: Precipitación acumulada durante el período 12Z 22 Agosto-00Z 24 Agosto 2012 en cada una de las simulaciones (sombreado; unidades en milímetros) y topografía (contornos; ver Fig. 1.1). En cada caso, la línea segmentada representa la sección transversal para la figura 3.8.

ción de la precipitación asociada al evento. Dicha influencia, está asociada con aumentar la precipitación tanto en la ladera occidental de la cordillera de Los Andes como al sur de 34°S (Fig. 3.6c). Mientras, la remoción total de topografía (Fig. 3.6d) no afecta el patrón espacial existente de precipitación acumulada respecto a considerar sólo la cordillera de la costa como agente orográfico, no obstante a que sí existen zonas puntuales en donde la topografía costera contribuye a aumentar la precipitación como en la ladera oeste de La Campana y hacia la ladera noreste de Cantillana, por lo que en general la topografía costera no influye mayormente en los montos y distribución de la precipitación total acumulada en este caso.

El avance espacio-temporal de la precipitación a lo largo de la costa en tanto, remarca el rol andino de tal forma que la mayor parte de la precipitación en Chile central asociada al evento se debe a este rasgo topográfico (Fig. 3.7a-b). Adicionalmente, el avance de la precipitación muestra una progresión hacia el norte más evidente que en el caso cálido principalmente por una menor persistencia en la precipitación en la región $35^{\circ}\text{-}36^{\circ}\text{S}$, la cual probablemente se deba al bloqueo del flujo asociado a la dominante condición estable existente. La presencia

de la cordillera de la costa en tanto (Fig. 3.7c), no influye significativamente en el avance de la precipitación del evento puesto que el patrón de avance no varía respecto al caso sin topografía (Fig. 3.7d).

La sección transversal a la cordillera de la costa (Fig. 3.8), indica que en esta tormenta la precipitación total se explica en gran medida por la presencia de la cordillera de Los Andes, no obstante que la cordillera de la costa es capaz de generar el efecto de sombra orográfica en la precipitación total del evento en la zona entre La Campana y Cantillana (en torno a 33.5°S). Respecto a las simulaciones “Solo Costa” y “Sin topografía”, éstas no generan un patrón de precipitación distinguible entre ellas particularmente hacia el sur de La Campana, en tanto que sólo hacia el norte se da el efecto de aumento en la precipitación asociado al efecto orográfico dado por la presencia de la cordillera de la costa.

Considerando la suma de los efectos individuales en la precipitación asociados a la cordillera de Los Andes y la cordillera de la costa (Fig. 3.9) tal como en el caso cálido, se ve que en la tormenta fría las regiones de sub y sobreestimación de la precipitación por la combinación lineal adquieren un patrón espacial más ruidoso. Sin embargo, destacan zonas con importante sobreestimación (mayores al 40 %, índice menor a 0.6) al occidente de Cantillana y que son mayormente frecuentes sobre el continente que sobre el Pacífico. Por otro lado, la combinación subestima hasta un 30 % (índice entre 1.15 y 1.3) la precipitación en la simulación control sobre Cantillana y la ladera suroriental de Cantillana, mientras que subestimaciones mayores son más frecuentes sobre el Pacífico hacia el norte de 34°S . Tales subestimaciones superan el 60 % (índice mayor a 1.6), mientras que los contornos con representación ideal muestran un patrón espacial más frecuente, destacando aquellos situados en torno a Cantillana y Santiago, por lo que la precipitación en Santiago para este evento estaría mayormente asociada a la presencia orográfica.

3.3. Relación precipitación-elevación del terreno

Para comprender de mejor manera el rol de la orografía en la precipitación para cada uno de los casos, se calcula el campo de precipitación acumulada por cada evento explicada solamente por la existencia de topografía por medio de la diferencia de cada simulación respecto a aquella realizada sin topografía. Esta última simulación, tal como se indicó en la sección anterior, representaría la precipitación asociada a la actividad frontal sin interacción orográfica de por medio. Adicionalmente, para resaltar el rol que la topografía costera juega en la precipitación, se calcula el monto de precipitación en la simulación control no explicada por la presencia de la cordillera de Los Andes a través de la diferencia “Control-Solo Andes”.

3.3.1. Tormenta cálida

Tal como se evidenció en la figura 3.2, hay un claro rol orográfico en la precipitación de tal modo que en las mayores elevaciones de la cordillera de Los Andes, la interacción de la tormenta con la orografía aportó más del 50 % de la precipitación obtenida por la simulación

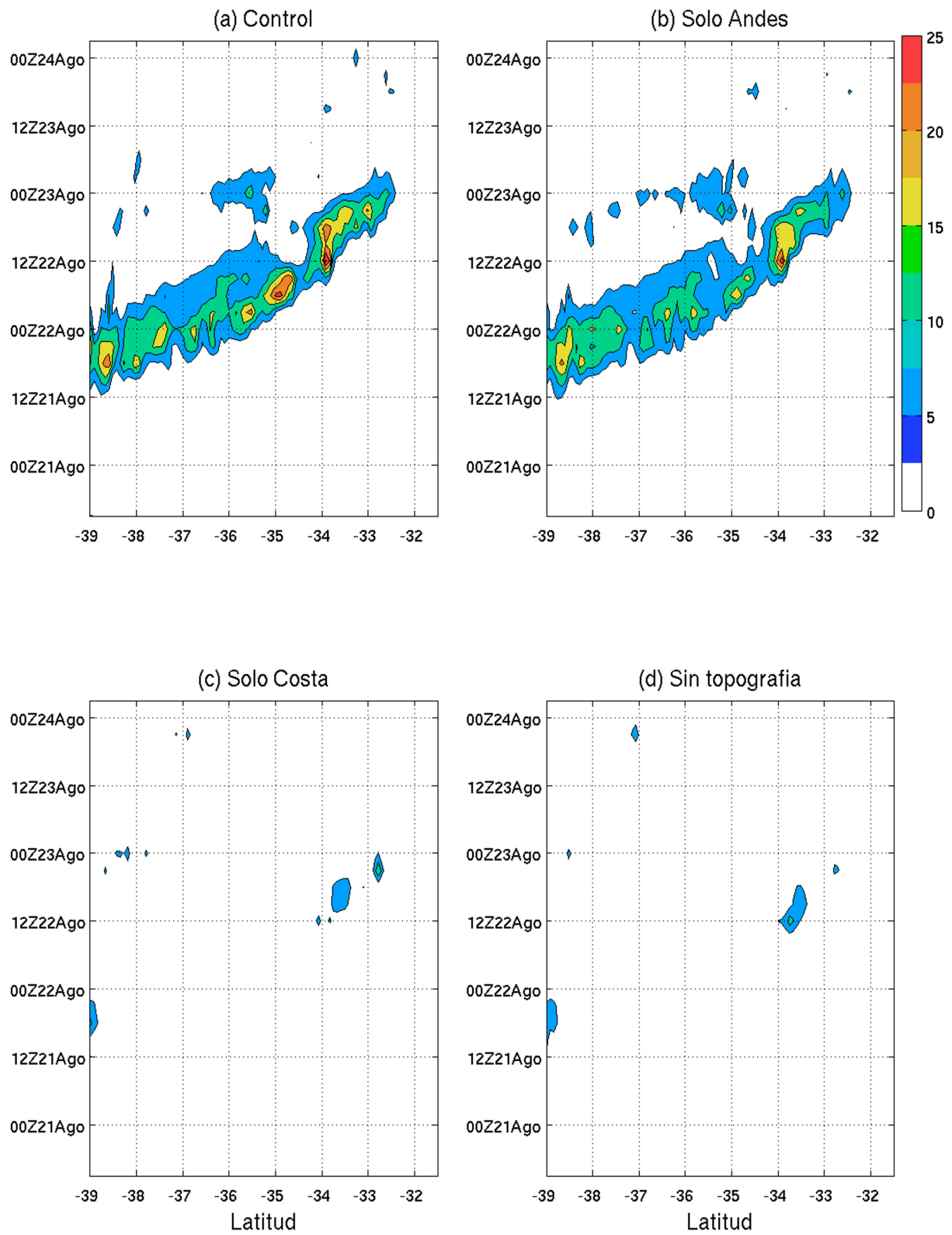


Figura 3.7: Precipitación acumulada en 3 hrs (milímetros) a lo largo de una sección en dirección norte-sur para cada una de las simulaciones hechas para el caso de tormenta fría. En cada sección, la longitud sigue la línea de costa y varía entre 70.2° y 71.8° W.

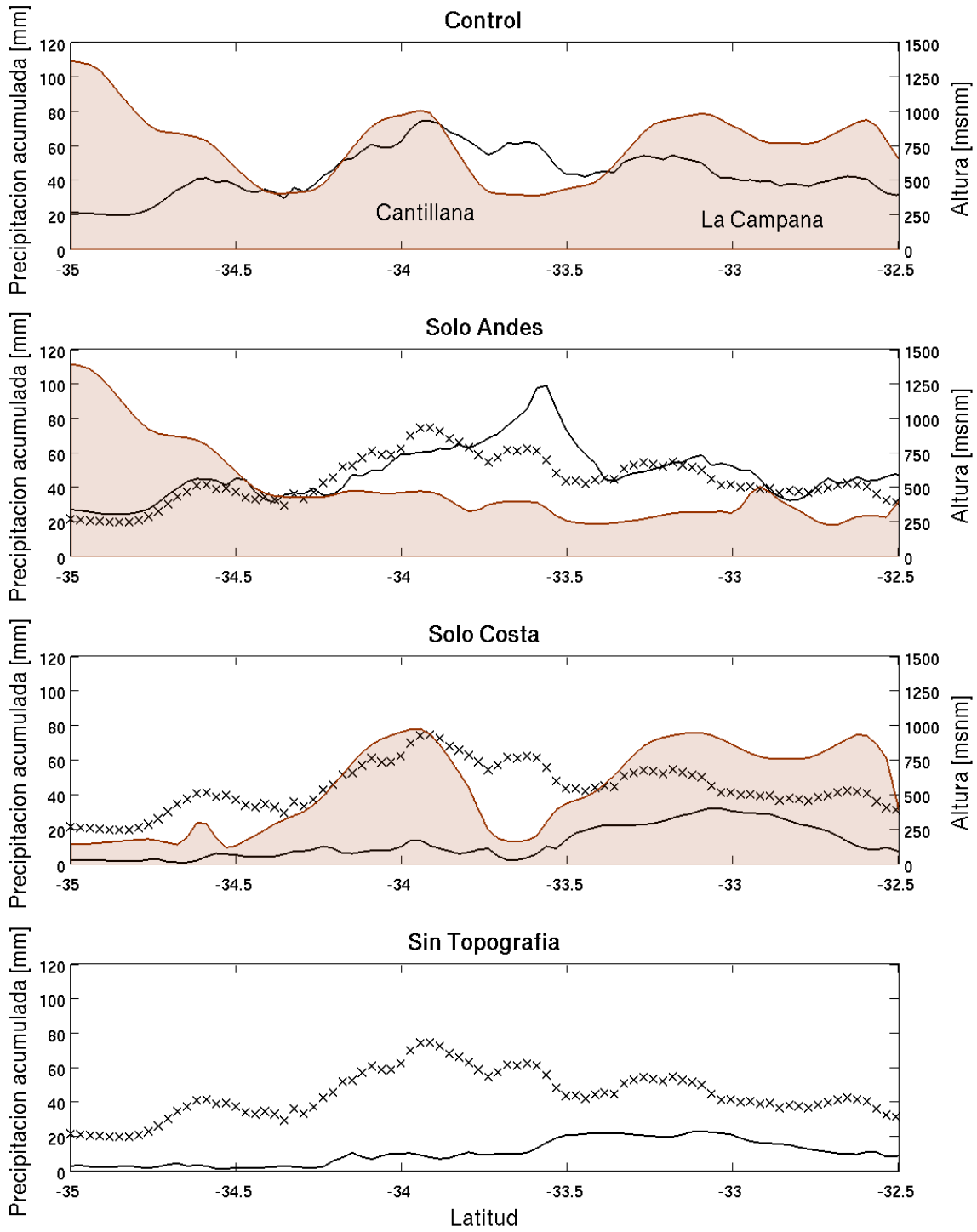


Figura 3.8: Como en la figura 3.4 pero con la precipitación acumulada entre las 12Z 22 Agosto y 00Z 24 Agosto 2012 a lo largo de la sección transversal ilustrada en la figura 3.6.

Control/(Solo Costa+Solo Andes–Sin Topografia)

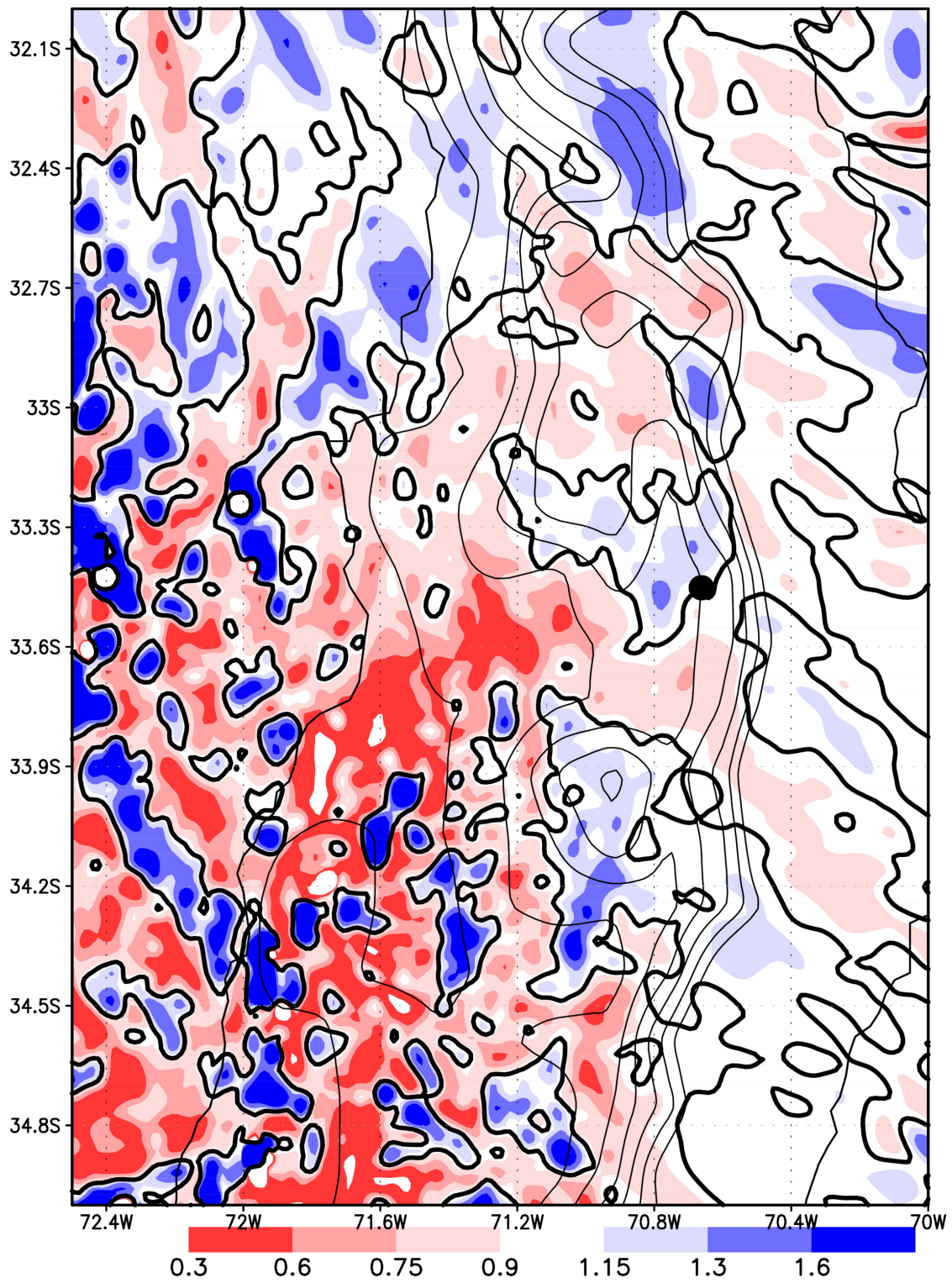


Figura 3.9: Como en la figura 3.5 pero para el caso de tormenta fría.

control (Fig. 3.10a). En tanto, para gran parte de las zonas más bajas la interacción aporta sobre 60 %, particularmente en torno a Cantillana y la zona de La Campana, lo cual se asocia a la presencia de la cordillera de la costa. En estas últimas zonas, persiste influencia netamente andina en la precipitación (Fig. 3.10b) que explica más del 40 % de la precipitación obtenida por la simulación control y en zonas bajas un aumento de la precipitación por remoción de la cordillera de la costa, lo cual es particularmente evidente en la región 33.3-33.6°S. Además, no existe variación significativa en las elevaciones mayores (sobre 2000 msnm) de la cordillera de Los Andes. En presencia exclusiva de la cordillera de la costa (Fig. 3.10c), se intensifica la zona de sombra orográfica en la precipitación de tal modo que en el lado oriental, la barrera costera es responsable de disminuir el total de precipitación hasta sobre un 20 % respecto a la simulación control, en tanto que en la ladera occidental la cordillera de la costa explica sobre el 80 % de la precipitación total obtenida en la simulación control, lo cual es particularmente evidente en la zona de La Campana y Cantillana. Un patrón similar se observa en la combinación “Control-Solo Andes” (Fig. 3.10d) pero con déficit de precipitación mayormente extendido espacialmente hacia la costa al sur de Cantillana y entre las mayores elevaciones de la así definida cordillera de la costa.

3.3.2. Tormenta fría

La influencia orográfica en la precipitación se encuentra principalmente asociada a la presencia de la cordillera de Los Andes (Fig. 3.11a), la cual es capaz de explicar del orden del 75 % de la precipitación asociada al evento en la simulación control en la zona entre La Campana y Cantillana. En tanto más hacia el sureste de Cantillana, la influencia andina puede explicar sobre el 90 % de la precipitación en la simulación control. El patrón espacial obtenido, no se modifica mayormente con la remoción de la cordillera de la costa (Fig. 3.11 a-b). En este caso, las zonas de mayor precipitación orográfica se sitúan hacia la ladera occidental de la cordillera de Los Andes, en tanto que en presencia exclusiva de la cordillera de la costa (Fig. 3.11c) no es muy evidente la característica de sombra orográfica en la precipitación. No obstante a lo anterior, sí se dió un leve realce de origen orográfico en la precipitación hacia la ladera oeste de La Campana que explicaría un orden del 10 % de la precipitación acumulada en la simulación control y una disminución hacia la ladera norte en un 15 %. En el caso “Control-Solo Andes” (Fig. 3.11d), sí se evidencia de mejor manera un efecto de sombra orográfica en la precipitación a lo largo de 71°W, pero con patrones espaciales más ruidosos que en la figura 3.11c, destacando el aumento de la precipitación sobre la cima de Cantillana que explica en torno al 10 % de la precipitación en la simulación control y el efecto de sombra entre Cantillana y La Campana, responsable de disminuir en torno a un 25 % la precipitación total de la simulación control en la zona. La discrepancia entre las figuras 3.11c y 3.11d es notoriamente mayor a las exhibidas para el caso cálido. Lo anterior puede deberse a la discrepancia en las topografías involucradas que, si bien no fue un factor muy relevante en el caso cálido, sí lo es en el caso frío.

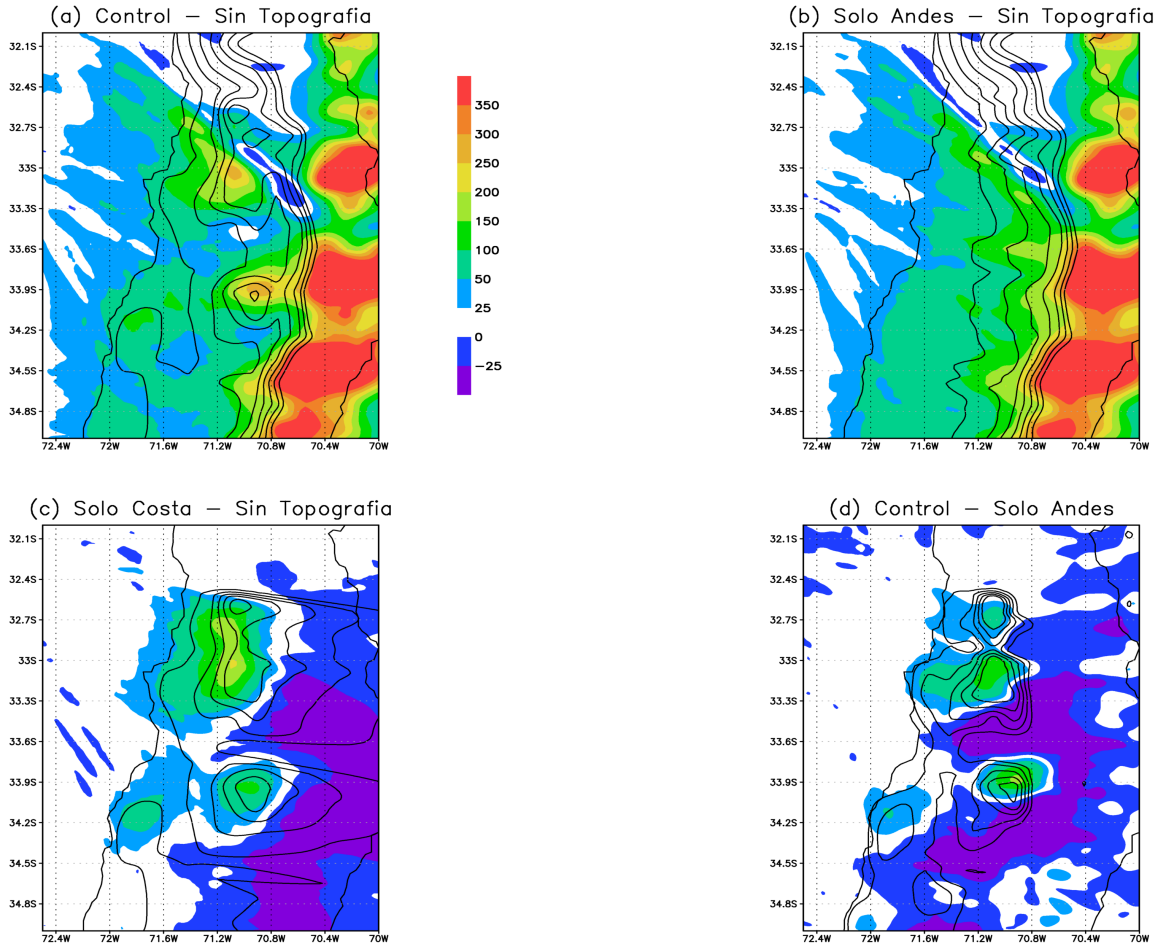


Figura 3.10: Contribución orográfica a la precipitación, calculada como la diferencia (en milímetros) entre la precipitación acumulada en la simulación (a) “Control”; (b) “Solo Andes”; (c) “Solo Costa” y la precipitación acumulada en la simulación “Sin topografía” durante el período 12Z 25 Mayo-00Z 28 Mayo 2012 (tormenta cálida). En (d) se estima la contribución de la cordillera de la costa a la precipitación total en la simulación control como la diferencia entre la precipitación en la simulación control y aquella en la simulación “Solo Andes” durante el mismo período. En (d), la topografía resultante (contornos; cada 200 m) es la diferencia entre aquella asociada a la simulación “Control” y la asociada a la simulación “Solo Andes” (ver Fig. 1.1a y b).

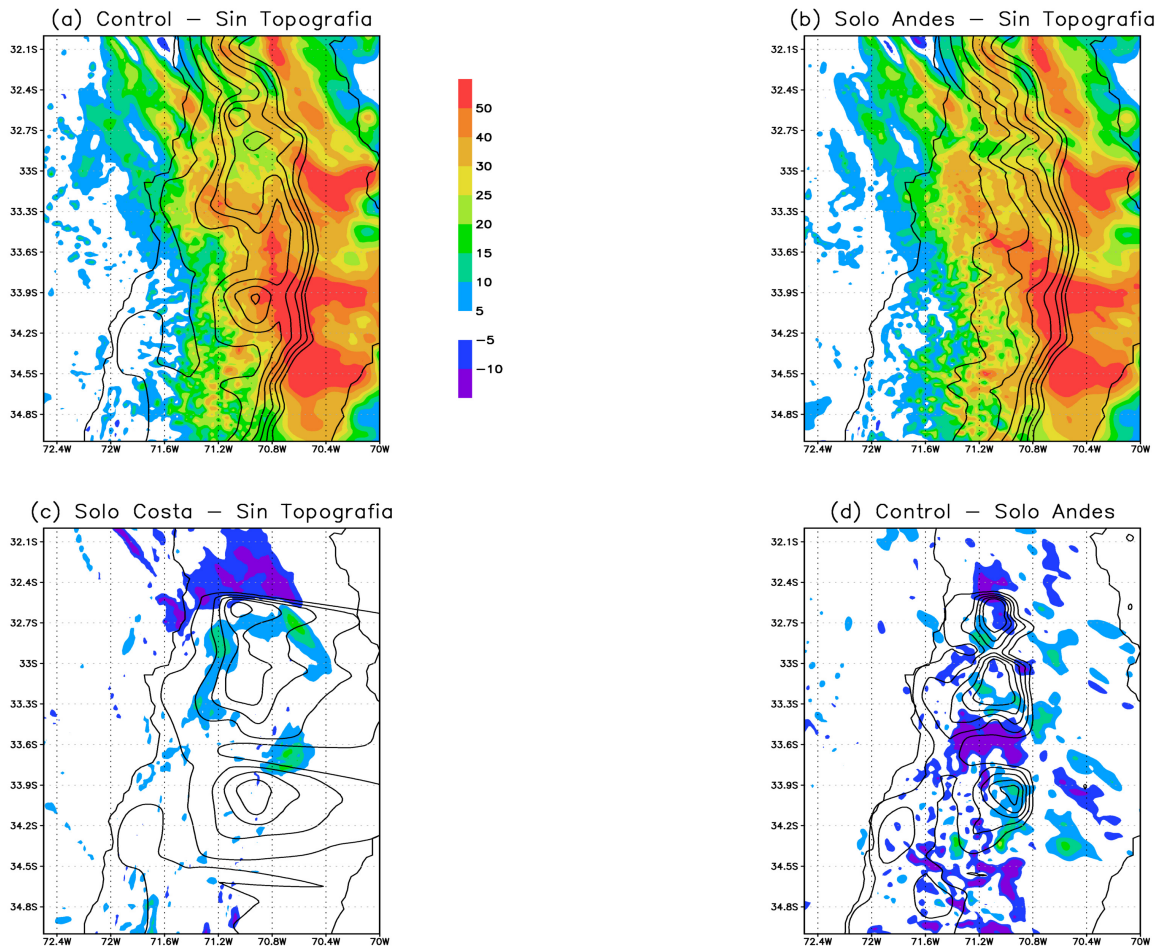


Figura 3.11: Como en la figura 3.10, pero durante el período 12Z 22 Agosto-00Z 24 Agosto 2012 (tormenta fría).

3.4. Series de Tiempo de precipitación

3.4.1. Santiago

Las simulaciones previamente descritas, muestran diferentes patrones de distribución de precipitación aumentando (disminuyendo) los montos en la ladera a barlovento (sotavento) de las respectivas topografías utilizadas, lo cual es particularmente evidente en el caso de la tormenta cálida. El efecto de disminución en la precipitación, es un rasgo que puede distinguirse analizando la precipitación dada por el modelo en la estación DGF en Santiago bajo las distintas configuraciones orográficas utilizadas en la simulación de las tormentas cálida y fría (Fig. 3.12 y Fig. 3.13 respectivamente). Para el caso de la tormenta cálida (Fig. 3.12), no obstante la evidente diferencia en los montos respecto a lo observado, el modelo simula de buena manera el período de precipitación cuando se toma en consideración la presencia de la cordillera de Los Andes, en tanto que al considerar sólo la cordillera de la costa el período de precipitación se acota a menos de 12 horas en una duración similar respecto al caso sin topografía. Sobre la intensidad del evento, las simulaciones que incluyen la cordillera de Los Andes muestran las mayores intensidades de precipitación en concordancia con lo observado en cuanto al momento de ocurrencia, mientras que al considerar sólo la presencia de la topografía costera, la mayor intensidad en la precipitación disminuye en casi un 90 % y ocurre previo a lo simulado con topografía completa, destacándose además que la cordillera de Los Andes sería el agente orográfico responsable de un máximo de precipitación en torno a las 00Z del 27 de Mayo, el cual es también evidente en la precipitación observada. Por otro lado, la remoción de la cordillera de la costa aumentó el máximo de precipitación en Santiago en casi un 50 %, por lo que la presencia de la cordillera de la costa provee efectivamente una sombra orográfica en la precipitación de la ladera a sotavento de ella, en donde se encuentra la ciudad de Santiago (Fig. 1.1a y c).

En el caso de la tormenta fría (Fig. 3.13), el inicio de la precipitación simulada antecede a la observada en unas 12 horas y se extiende por mayor tiempo (duración total simulaciones ≈ 36 hrs; duración total observada ≈ 21 hrs), en tanto que las simulaciones con topografía en este caso muestran un retraso del inicio de la precipitación respecto al caso sin topografía. El patrón simulado por su parte, es similar a lo observado en cuanto a un máximo en instantes iniciales y progresiva disminución de la precipitación en el tiempo, mientras que existe una gran similitud entre las simulaciones “Control” y “Solo Andes” de tal manera que la precipitación asociada al evento en este lugar se explicaría en gran parte por la presencia de la cordillera de Los Andes, ya que la presencia de la cordillera de la costa no actúa en este caso como sombra orográfica en la precipitación sobre Santiago. Lo anterior, queda de manifiesto de mejor manera si se quita la cordillera de Los Andes en la simulación, obteniéndose una precipitación en Santiago que es levemente diferente respecto al caso sin topografía y con una máxima intensidad en la precipitación que se reduce en torno a un 50 % respecto a la simulación “Control” o “Solo Andes”.

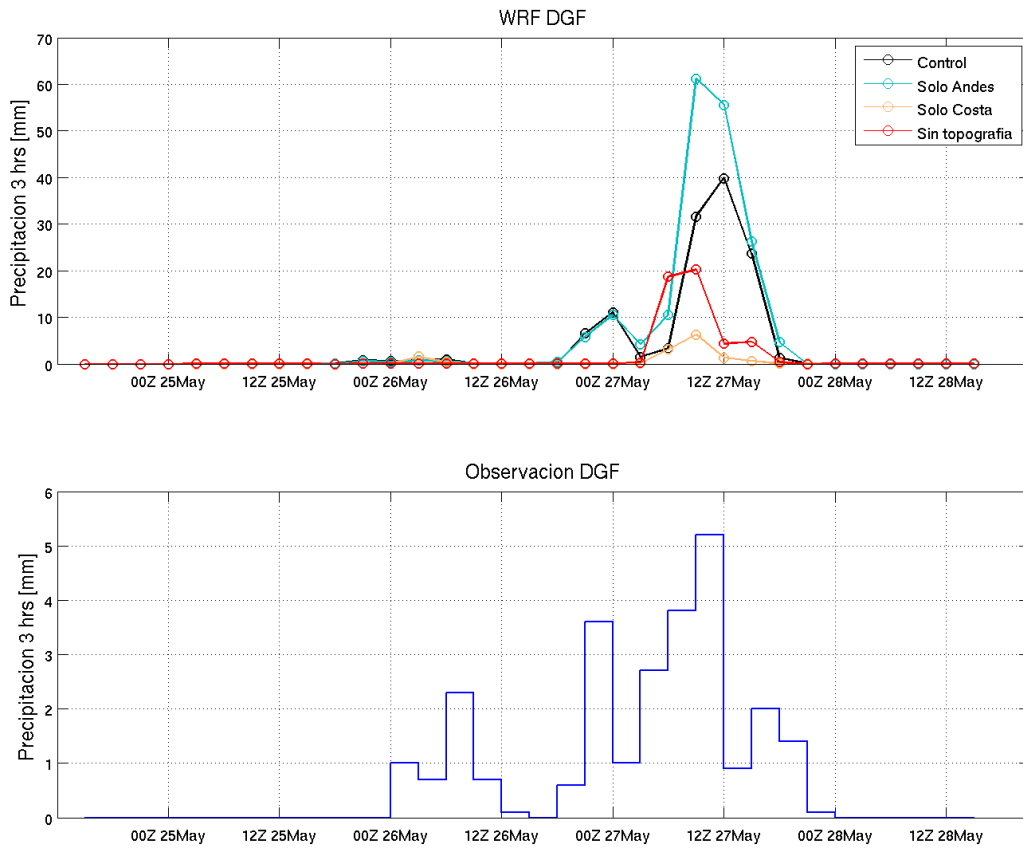


Figura 3.12: Panel superior: Precipitación acumulada en 3 horas para la estación DGF durante el evento de Mayo (tormenta cálida) para cada simulación (leyenda en la esquina superior derecha). Panel inferior: Precipitación acumulada en 3 horas observada en la estación DGF durante el evento. En cada caso, los instantes en el eje horizontal corresponden al período de 3 horas que culmina en dicho instante.

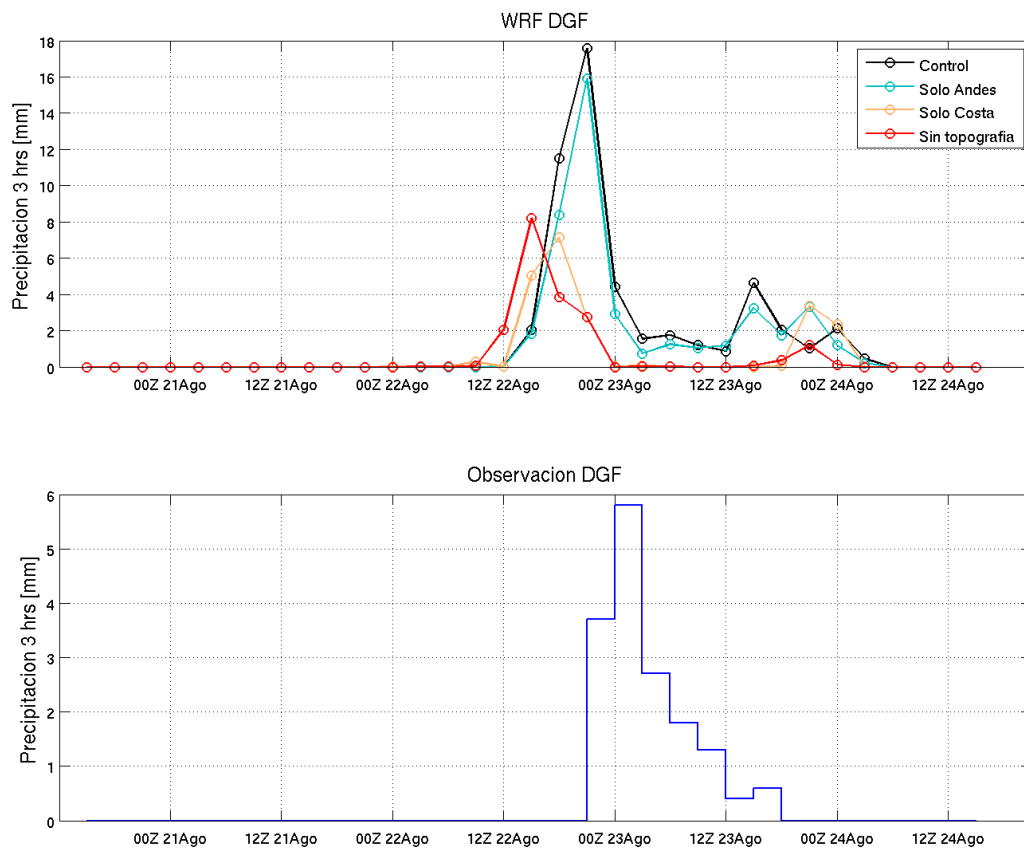


Figura 3.13: Como en la figura 3.12, pero para el evento de Agosto (tormenta fría).

3.4.2. Cantillana

Haciendo este análisis para un punto situado en la cima de la cordillera de la costa en torno a la zona de Cantillana (estación Puerta del Viento [70.98°W;33.89°S; 1394 msnm]) se obtiene en el caso de tormenta cálida (Fig. 3.14) que el modelo representa de buena manera la precipitación observada en cuanto a extensión y distribución temporal, no obstante que los montos son en general sobreestimados. En este caso, se tiene que la remoción de topografía contribuye a disminuir la persistencia y los montos de precipitación, notándose que en presencia exclusiva de la cordillera de la costa, el máximo de precipitación es el más cercano a aquel dado por la simulación control, lo cual es consistente con el hecho que la estación Puerta del Viento se sitúa precisamente sobre la cordillera de la costa. Por otro lado, la cordillera de Los Andes sería el agente orográfico responsable de los máximos secundarios de precipitación previo y posterior al instante de precipitación máxima. Dicho instante, no parece ser afectado por la presencia de orografía, puesto que el máximo de precipitación ocurre simultáneamente en todas las simulaciones.

Para el caso de tormenta fría (Fig. 3.15), el modelo no fue capaz de reproducir adecuadamente la distribución temporal y montos de la precipitación, no obstante sí pudo identificar 2 máximos de precipitación aunque el primero de ellos se encuentra levemente adelantado en unas 6 horas respecto a lo observado. La distribución temporal del evento simulado, muestra una fase de precipitación intensa al inicio la cual va paulatinamente disminuyendo en el tiempo, en un comportamiento que es distinto a lo observado (en donde la mayor precipitación ocurre hacia el final del episodio). De la precipitación simulada, destaca la semejanza entre las simulaciones “Control” y “Solo Andes”, de tal manera que la cordillera de Los Andes sería el principal factor orográfico que explica la precipitación y la persistencia durante este evento. Por otro lado, las simulaciones “Solo Costa” y “Sin topografía” no exhiben diferencias apreciables entre ellas por lo que el agente orográfico costero sería poco relevante en este caso.

3.5. Mecanismos Físicos

La diferencia entre los montos y distribución de la precipitación en Chile central asociada a cada tormenta se explica en gran parte por los patrones sinópticos involucrados en cada caso. Sin embargo, quedan por detallar los mecanismos físicos vinculados a la presencia de la cordillera de la costa. Para ello, consideremos durante la tormenta cálida el instante de mayor precipitación acumulada en 3 horas por el modelo sobre Cantillana (06Z 27 Mayo; ver figura 3.14) y el instante previo a este máximo en el caso de tormenta fría (09Z 22 Agosto; ver figura 3.15). La diferencia en el instante seleccionado para cada tormenta, radica en la presencia sobre Cantillana de flujo norte a bajo nivel como un rasgo común que permita establecer cómo dicho flujo interactúa con la presencia orográfica costera en cada caso.

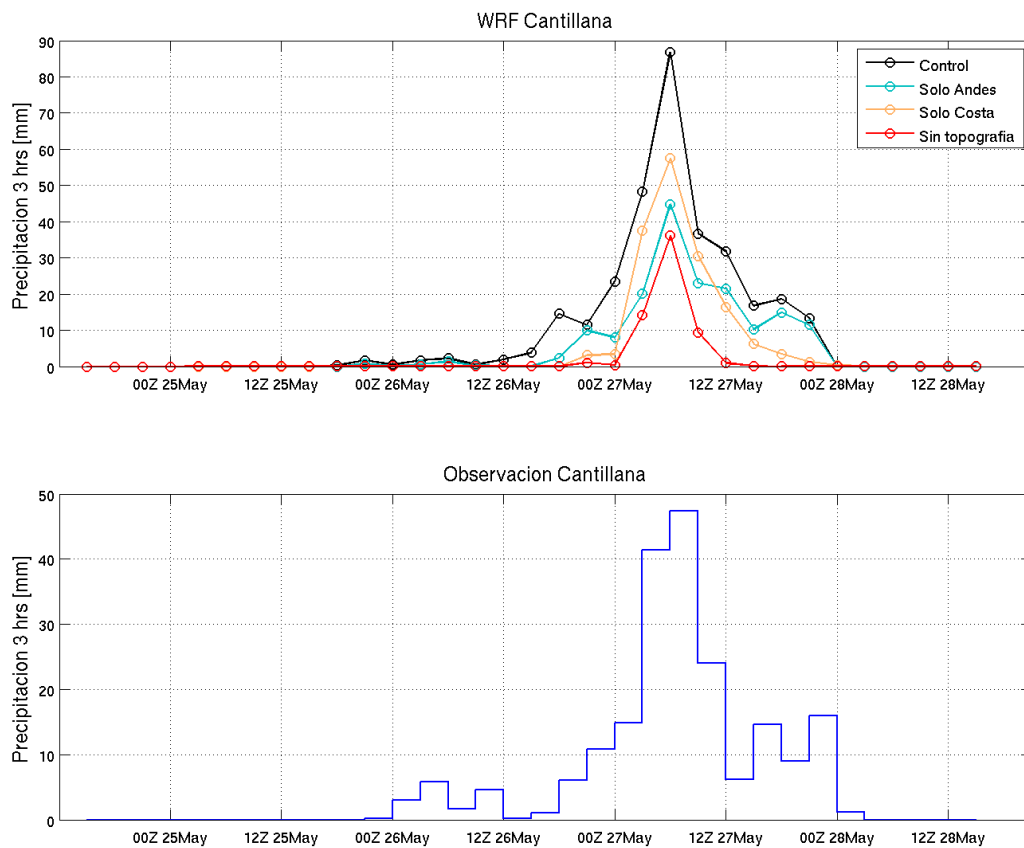


Figura 3.14: Panel superior: Precipitación acumulada en 3 horas para la estación Puerta del Viento (33.89°S; 70.98°W; 1394 msnm) en Cantillana durante el evento de Mayo (tormenta cálida) para cada simulación (leyenda en la esquina superior derecha). Panel inferior: Precipitación acumulada en 3 horas observada en la estación Puerta del Viento durante el evento. En cada caso, los instantes en el eje horizontal corresponden al período de 3 horas que culmina en dicho instante.

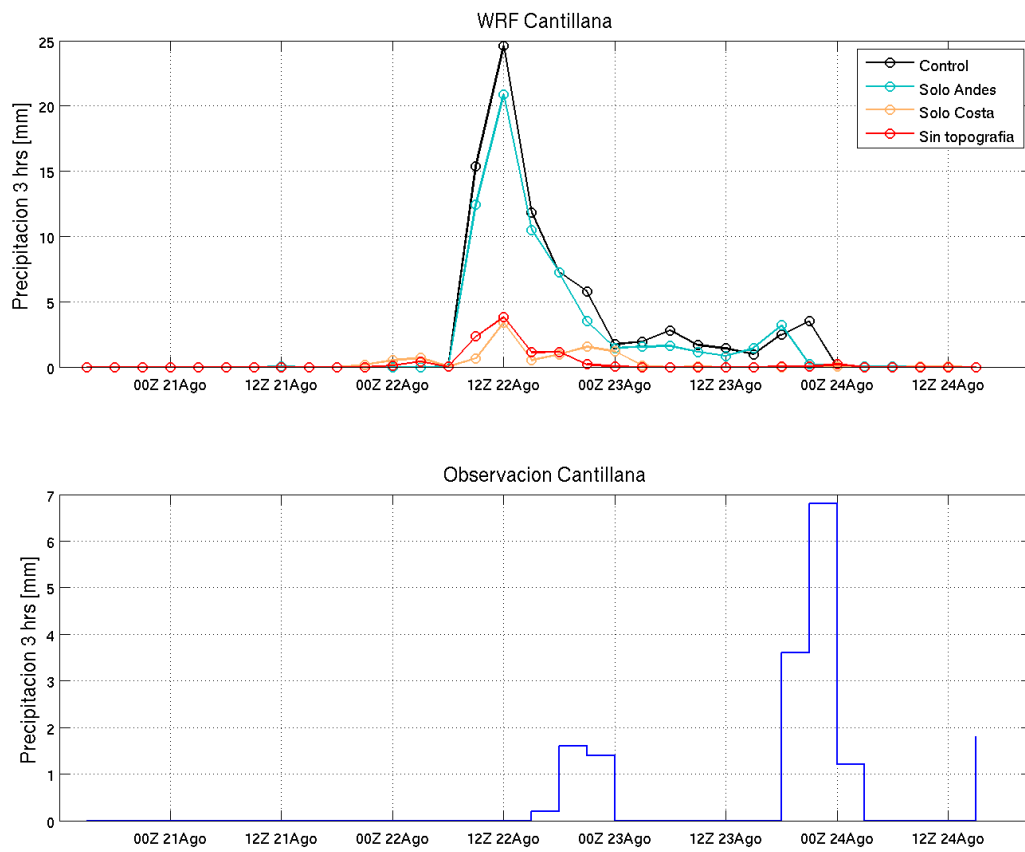


Figura 3.15: Como en la figura 3.14, pero para el evento de Agosto (tormenta fría).

3.5.1. Tormenta cálida

La presencia dominante del flujo noroeste en 700 hPa para el instante de mayor precipitación en Cantillana (Fig. 3.16) es un rasgo común en todas las simulaciones, no obstante que sobre la cordillera de Los Andes existe un flujo norte más intenso respecto a los valores corriente arriba (Fig. 3.16a y b). Sin embargo, las distintas configuraciones orográficas posibilitan una distribución de la precipitación altamente dependiente de la topografía, tal como ha quedado evidente para este caso a lo largo de todo este estudio. De esta manera, los mayores montos de precipitación ocurren a barlovento de la cordillera de Los Andes (Fig. 3.16a y b) y la cordillera de la costa en La Campana y Cantillana (Fig. 3.16a y c), exhibiéndose además un incremento en la precipitación respecto al caso sin topografía (Fig. 3.16d). Ahora bien, ¿De qué manera cada barrera orográfica (cordillera de Los Andes y cordillera de la costa) interactúa con el flujo dominante en cada caso?

Para responder esta pregunta, consideremos las simulaciones que mantienen sólo la cordillera de Los Andes y sólo la cordillera de la costa. Además, consideremos el campo de viento en 2 niveles verticales para tales simulaciones: 700 y 850 hPa. En el nivel superior (700 hPa), no se aprecian grandes diferencias en el campo de viento corriente arriba de la ladera occidental de la cordillera de Los Andes (Fig. 3.17a). Sin embargo, sobre los 2000 msnm aparece una componente norte forzada orográficamente (“jet de barrera”; ver Barret et al. 2009; Rutllant y Garreaud 2004) que puede encontrarse a lo largo de la zona de estudio. Por otra parte, dado que la cordillera de la costa posee en la zona una elevación menor respecto al nivel 700 hPa, no se observa una influencia asociada a la topografía costera en el campo de viento en este nivel (Fig. 3.17b).

En el nivel más cercano a la superficie (850 hPa), la influencia orográfica más relevante en el campo de viento sigue estando asociada a la presencia de la cordillera de Los Andes (Fig. 3.17c), de manera que ésta favorece la presencia de viento norte sobre Santiago durante el episodio. Mientras, a este nivel la cordillera de la costa sigue siendo un factor de orden menor que no modifica mayormente el campo de viento salvo hacia las mayores elevaciones de Cantillana (Fig. 3.17d), intensificando (aunque levemente) la componente norte de viento respecto al caso sin topografía.

Para tener mayor detalle de la estructura vertical del campo de viento a lo largo de la cordillera de la costa, se toma una sección longitudinal a lo largo de las latitudes 32.1° y 35°S , la cual atraviesa las mayores cimas de La Campana y Cantillana. Esta sección, se ilustra en la figura 3.16 y los campos de viento; nivel de isoterma cero y razón de mezcla de precipitación a lo largo de dicha sección para cada simulación aparecen en la figura 3.19. Los campos de viento a lo largo de la sección, se obtuvieron por medio de un cambio de coordenadas desde aquella asociada a la dirección zonal (u) y meridional (v) hacia una asociada y paralela a la sección de interés (u'). De esta manera, sea α el ángulo entre la sección y el plano meridional (Fig. 3.18), el flujo a lo largo de la sección es determinado por:

$$u' = u \sin(\alpha) - v \cos(\alpha)$$

Por otra parte, el campo de razón de mezcla de precipitación es una salida del modelo WRF

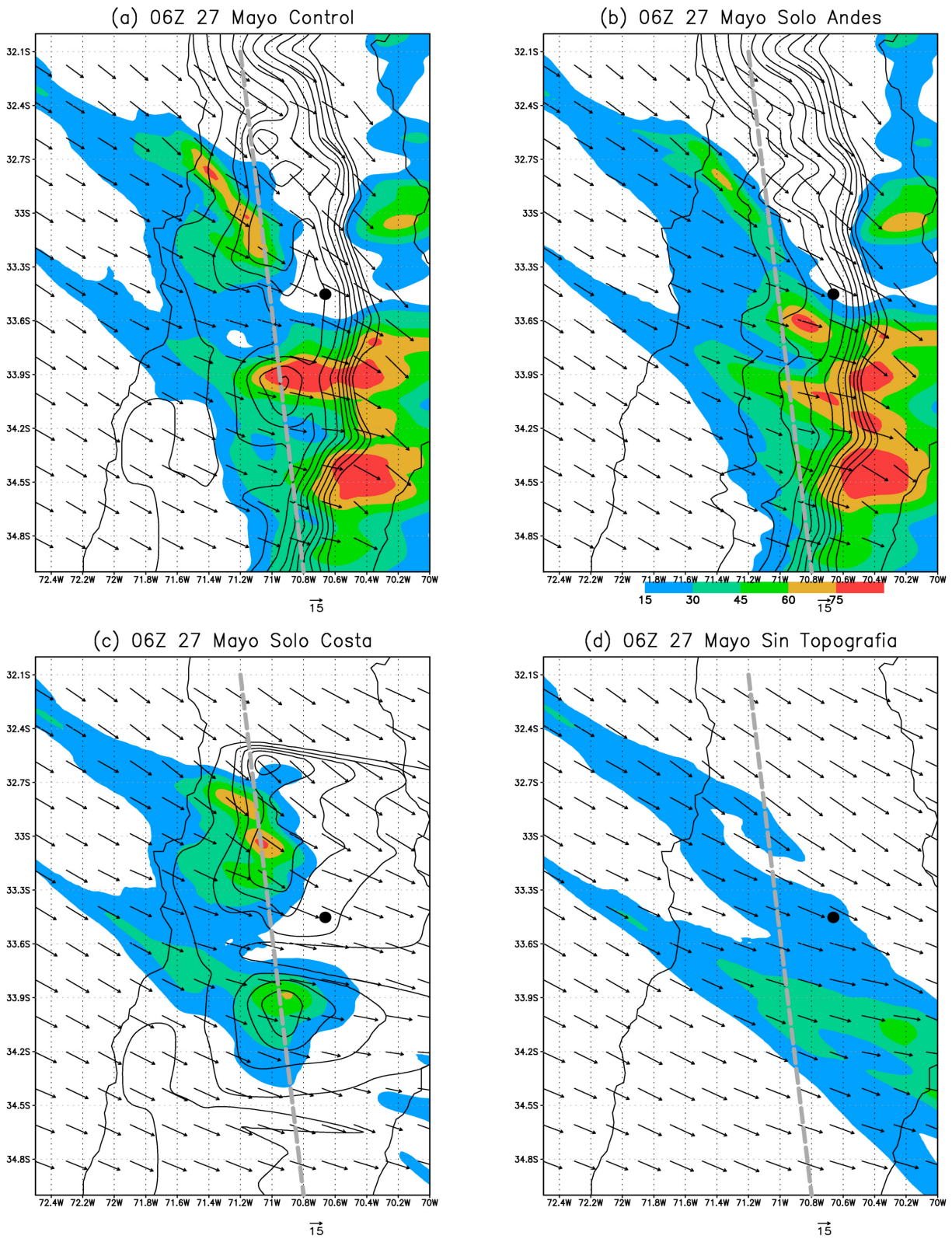


Figura 3.16: Viento horizontal en 700 hPa (flechas; escala en la parte inferior en m/s) y precipitación acumulada en 3 horas (sombreado; mm) durante el instante de mayor precipitación en Puerta del Viento durante el evento de tormenta cálida (Ver Fig. 3.14). Se indica además topografía (Ver Fig. 1.1); posición de Santiago (punto negro) y la sección transversal (línea gris segmentada) utilizada en la figura 3.19.

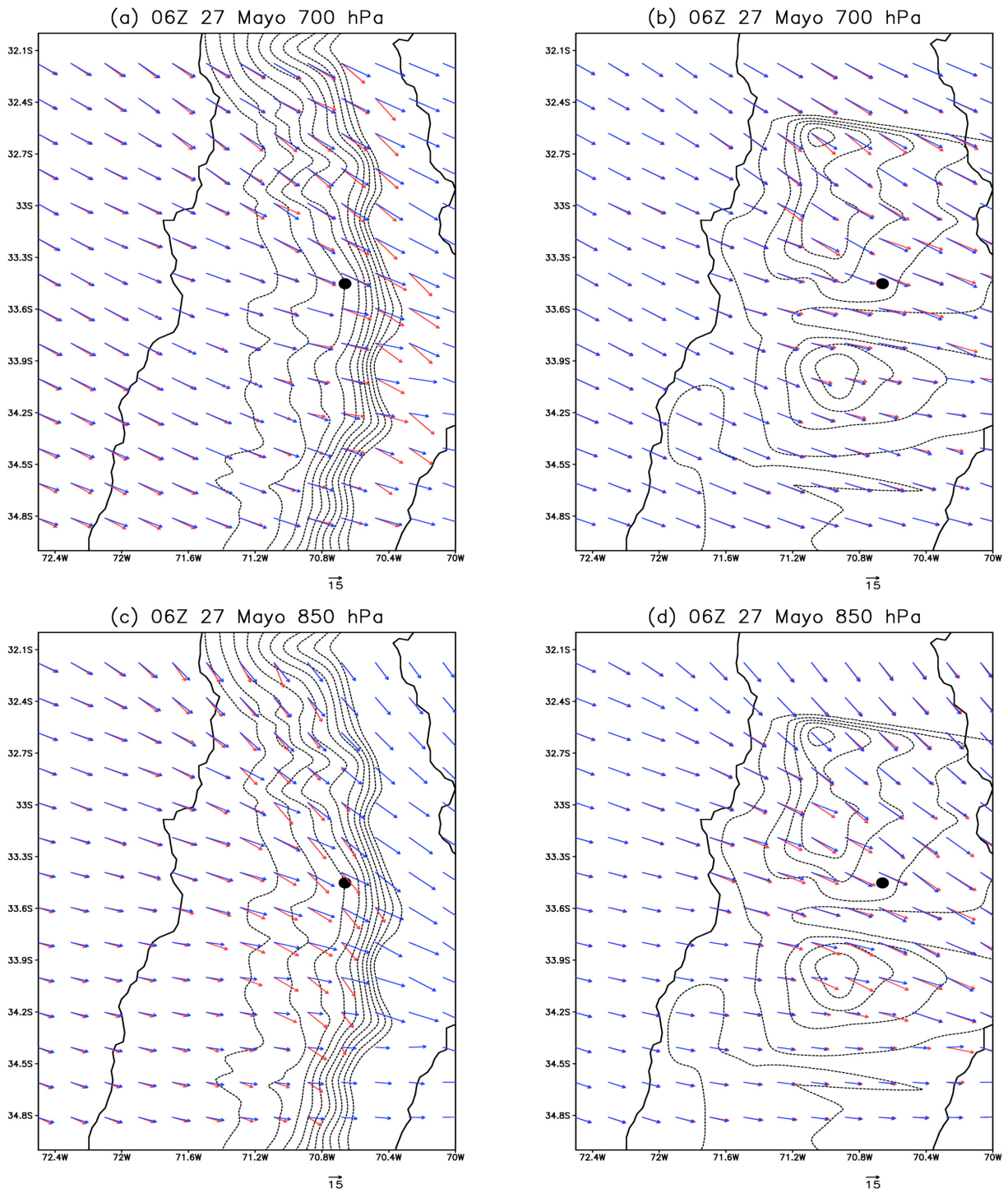


Figura 3.17: Flujo horizontal (flechas) correspondiente a las 06Z del 27 de Mayo de 2012 asociados a las simulaciones “Solo Andes” y “Sin topografía” (izquierda) y “Solo Costa” y “Sin topografía” (derecha) en el nivel 700 hPa (arriba) y 850 hPa (abajo). En cada caso, se indica elevación del terreno superior a 200 msnm con un intervalo de 200 m (línea segmentada) y la posición de Santiago (Punto negro). La escala del flujo horizontal (en m/s) se indica en la parte inferior de cada panel.

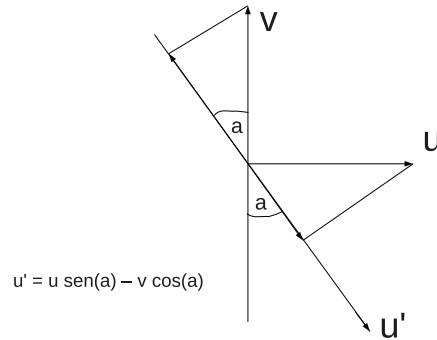


Figura 3.18: Cambio de coordenadas desde sistema cartesiano asociado a flujos zonal (u) y meridional (v) hacia uno paralelo a la sección longitudinal dada en la figura 3.16.

(q_{rain}) y permite identificar las zonas y niveles verticales a lo largo de la sección en donde, para cierto instante, existiría precipitación. De esta manera, en la figura 3.19 se observa que la precipitación en este instante es un rasgo presente a lo largo de toda la sección, no obstante existe una mayor intensidad sobre la zona de La Campana y un máximo secundario sobre Cantillana. Estos patrones, aparecen en todas las simulaciones y muestran una dependencia orográfica de manera tal que, al remover la cordillera de la costa, disminuye la intensidad de la precipitación sobre Cantillana (Fig. 3.19b). Por otra parte, el forzante andino es clave en la intensidad de la precipitación particularmente hacia el sur de Cantillana (Fig. 3.19c) y, finalmente, la ausencia de topografía disminuye la intensidad de la precipitación sobre la zona asociada a la cordillera de la costa (Fig. 3.19d). Los patrones de viento que explican esta distribución de la precipitación, se asocian con un ascenso forzado del flujo norte a barlovento de La Campana y descenso a sotavento. Dicho ascenso forzado de aire húmedo, favorece la condensación del vapor de agua presente en las parcelas de aire y por tanto refuerza la precipitación sobre las cimas de la cordillera de la costa. En tanto, a sotavento de estas montañas existe flujo descendente (viento catabático) que explica la condición más seca en la zona de transición entre La Campana y Cantillana y además, hacia el sur de Cantillana (Fig. 3.19c). En ausencia de la cordillera de la costa, el forzante orográfico en el ascenso será sólo la cordillera de Los Andes, por lo que no habrá condensación del vapor de agua presente en las parcelas de aire que vienen del norte hasta que dichas parcelas asciendan por la presencia andina y/o de la zona frontal, en zonas corriente abajo de donde se posicionaría la cordillera de la costa. El nivel de la isoterma cero por su parte, no muestra gran variación a lo largo de la sección, situándose en torno a 700 hPa no obstante existe una repentina disminución que se asocia a la presencia andina.

La influencia orográfica en los patrones de flujo y precipitación a lo largo de la sección, quedan de manifiesto al analizar la diferencia respecto al caso sin topografía (Fig. 3.20). De esta manera, la presencia orográfica intensifica la precipitación a lo largo de la sección (Fig. 3.20a y b) a la vez que provee de un agente mecánico que favorece el ascenso (descenso) a barlovento (sotavento) hacia el norte (sur) de La Campana (La Campana y Cantillana), generando la sombra orográfica en la precipitación presente entre las cimas de la cordillera de la costa (Fig. 3.20b).

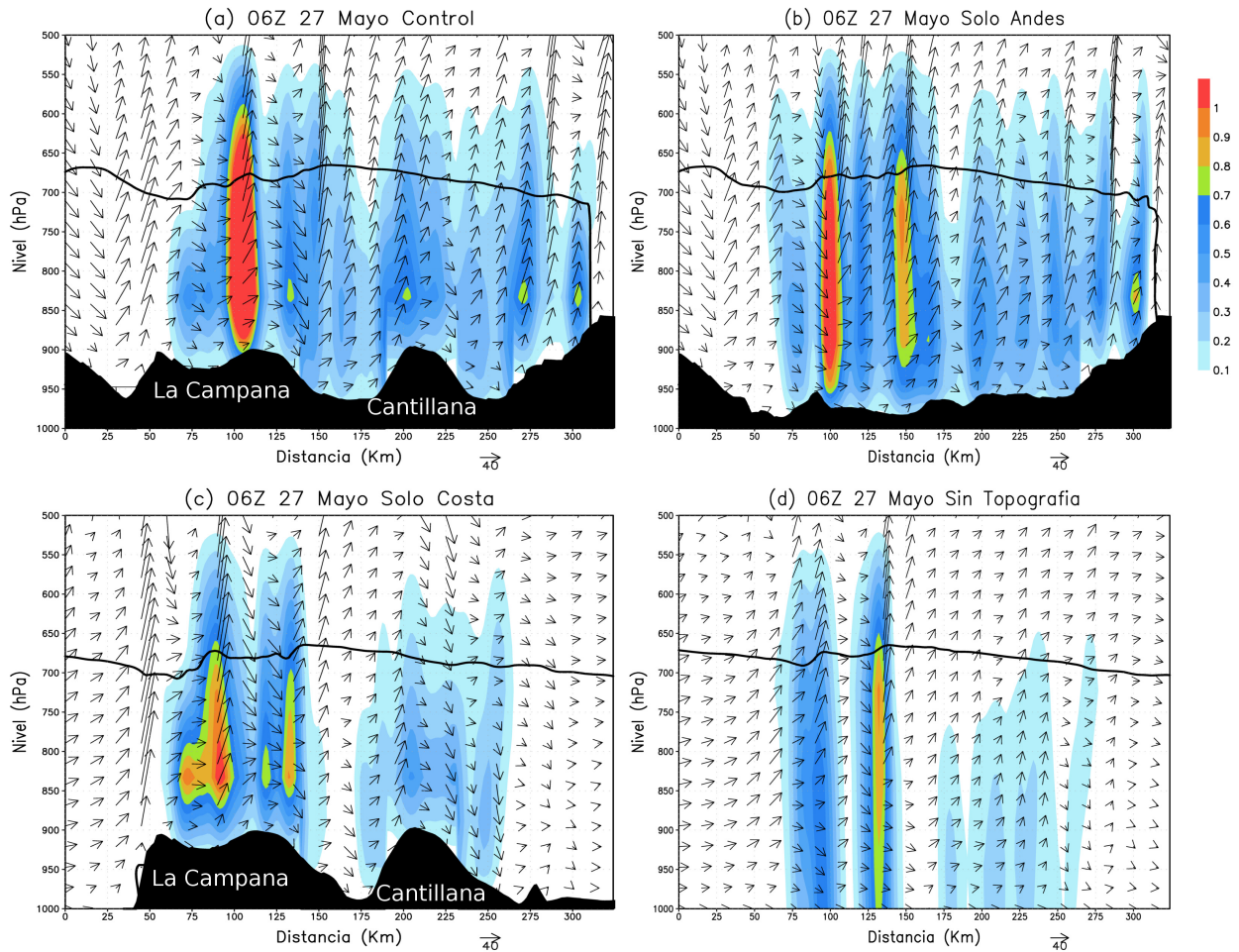


Figura 3.19: Razón de mezcla de agua lluvia (q_{rain} (g/kg); sombreado); flujo (flechas; escala en la parte inferior de cada panel en m/s; componente vertical ampliada en 100 veces) y nivel de la isoterma cero (línea negra continua) a lo largo de la sección transversal de la figura 3.16 durante el instante de mayor precipitación en Puerta del Viento (cima de Cantillana) para el caso de tormenta cálida de acuerdo a las simulaciones (a) “Control”; (b) “Solo Andes”; (c) “Solo Costa” y (d) “Sin topografía”. En la parte inferior de cada panel, aparece la topografía a lo largo de la sección, en donde se indica la ubicación de las montañas “La Campana” (hacia el norte) y “Cantillana” (hacia el sur).

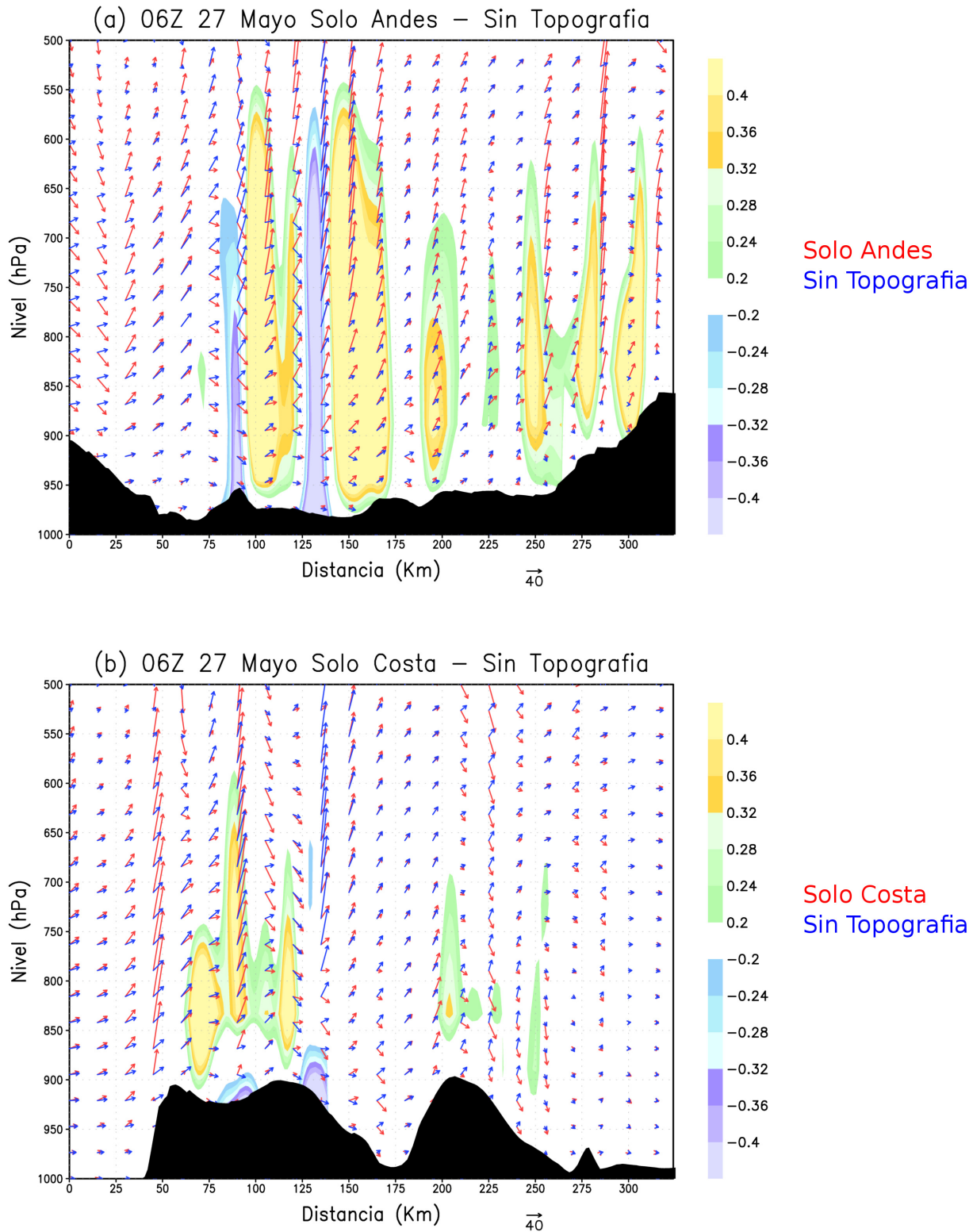


Figura 3.20: Diferencia de q_{rain} (sombreado, en g/kg) respecto al caso “Sin topografía” de las simulaciones (a) “Solo Andes” y (b) “Solo Costa”, a lo largo de la sección dada en la figura 3.16, correspondiente a las 06Z del 27 de Mayo de 2012. Se indica flujo a lo largo de la sección (flechas; escala en la parte inferior en m/s) asociado a cada simulación, en donde la componente vertical se amplificó en 100 veces para mejor visualización. La sombra negra, corresponde a la topografía a lo largo de la sección (a) “Solo Andes” y (b) “Solo Costa”.

3.5.2. Tormenta fría

Los patrones espaciales de precipitación acumulada en 3 horas para el instante seleccionado (09Z 22 Agosto), muestran una distribución altamente asociada a la presencia andina (Fig. 3.21a y b), puesto que la remoción de este agente orográfico modifica el patrón de precipitación de manera tal que, a diferencia del caso cálido, no hay discrepancias significativas en los patrones asociados a la simulación “Solo Costa” (Fig. 3.21c) respecto al caso “Sin Topografía” (Fig. 3.21d). El patrón de viento en 700 hPa sobre la región de estudio por su parte, revela la presencia de flujo noroeste tal como en el caso cálido aunque menos intenso.

Al analizar la influencia orográfica en el campo de viento en 700 y 850 hPa, se observa que la presencia andina genera una componente norte del viento que en 700 hPa es más importante hacia el sur de Santiago, no obstante a que esta influencia andina puede encontrarse, aunque en una menor intensidad, corriente arriba de la cordillera de Los Andes inclusive sobre la costa chilena (Fig. 3.22a). Por otra parte, la cordillera de la costa no parece generar influencia en el campo de viento a este nivel, tal como en el caso cálido (Fig. 3.22b). Sin embargo, en 850 hPa es notorio un patrón de viento distinto a aquel presente en 700 hPa, de manera que más cerca de la superficie, sobre Chile central existe flujo prácticamente zonal y muy debilitado respecto al nivel 700 hPa hacia el sur de Santiago, existiendo además una leve componente sur que es más evidente hacia la costa (Fig. 3.22c). Dicho debilitamiento del flujo, se asocia a una zona de bloqueo que no está relacionado con la presencia andina, aunque destaca que sobre la cordillera de Los Andes aparece, una vez más, la intensificación del flujo norte sobre Santiago. La cordillera de la costa en tanto, en este nivel parece intensificar levemente, respecto al caso sin topografía (Fig. 3.22d), el flujo oeste entre La Campana y Cantillana.

La estructura vertical del viento sobre la sección longitudinal de la figura 3.21, revela un flujo debilitado particularmente debajo del nivel de la isoterma cero respecto a los niveles superiores. En dichos niveles, destaca la presencia de flujo norte, y con un ascenso intensificado sobre la región de precipitación al norte de Cantillana (Fig. 3.23a y b). Destaca además, que la precipitación en este caso e instante tiene una estructura vertical menos extensa e intensa que en el caso cálido, concentrándose bajo el nivel 700 hPa y con un patrón asociado más bien a la presencia andina (Fig. 3.23b). Tal presencia andina, es importante en la mantención del flujo norte a lo largo de la sección, puesto que al remover este agente orográfico aparece un flujo sur dominante hacia el sur de Cantillana y bajo el nivel 850 hPa (Fig. 3.23c), el cual se vincula a la actividad frontal. De esta manera, en ausencia de la cordillera de Los Andes, el aire frío presente sobre la ladera sur de Cantillana disminuye la intensidad de la precipitación sobre dicho sector respecto a los casos con topografía andina, a la vez que los máximos de precipitación aparecen a sotavento de La Campana y a barlovento de Cantillana. La precipitación presente a sotavento de La Campana, a primera vista resultaría contraintuitivo, pero se hipotetiza que puede resultar de la liberación de inestabilidad potencial por efecto del ascenso forzado a barlovento (Geerts (2014) y conversación personal). Finalmente, la remoción de topografía (Fig.3.23d) muestra un patrón de precipitación asociado principalmente a la convergencia en superficie, la cual intensifica la precipitación en la zona entre La Campana y Cantillana. Este patrón de convergencia en superficie, es un rasgo presente únicamente para esta tormenta.

Con respecto al nivel de la isoterma cero, éste se sitúa a una elevación menor respecto al

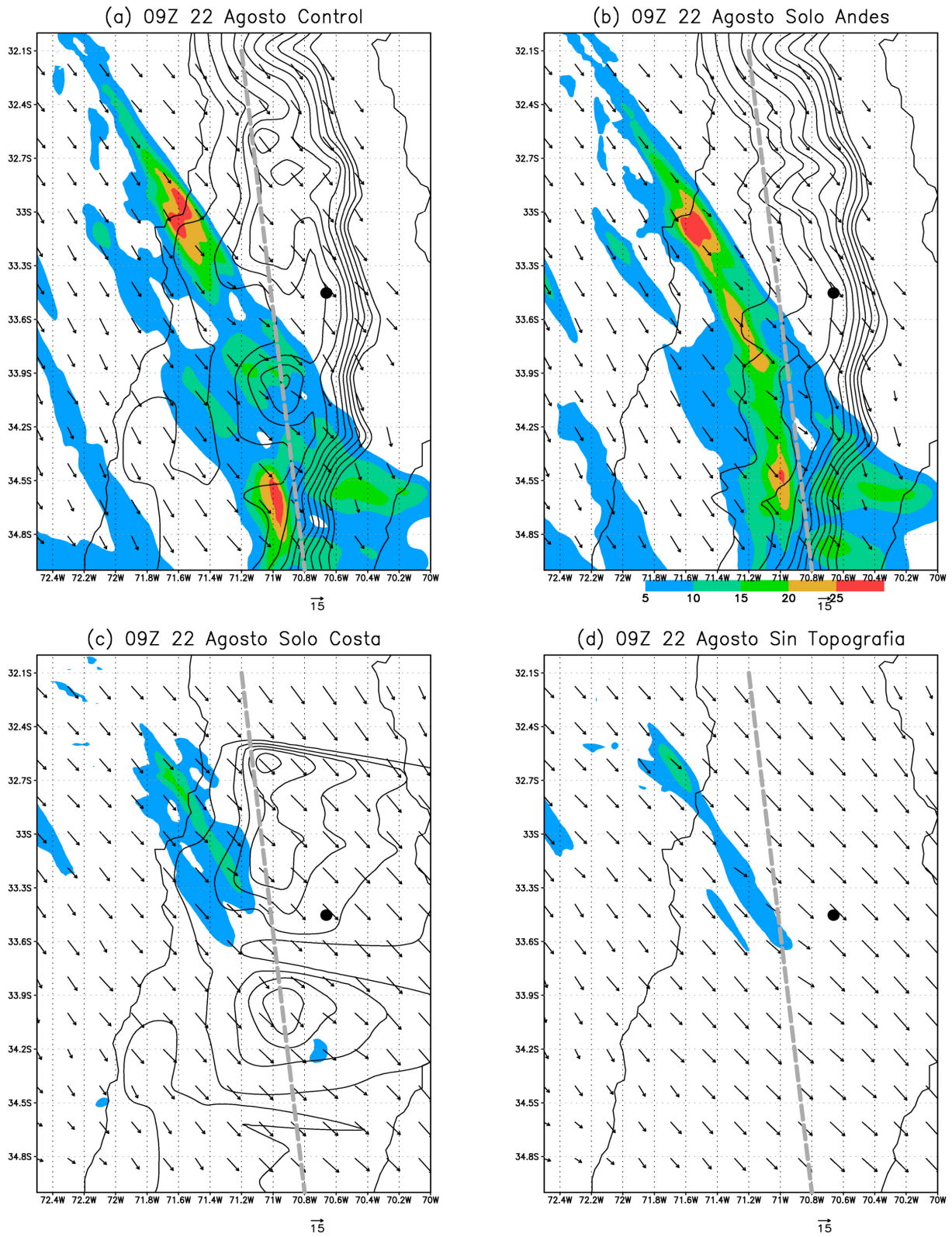
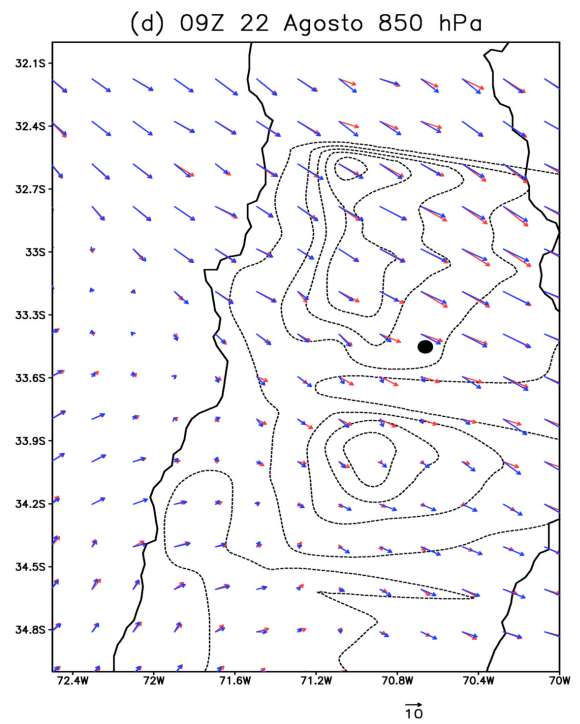
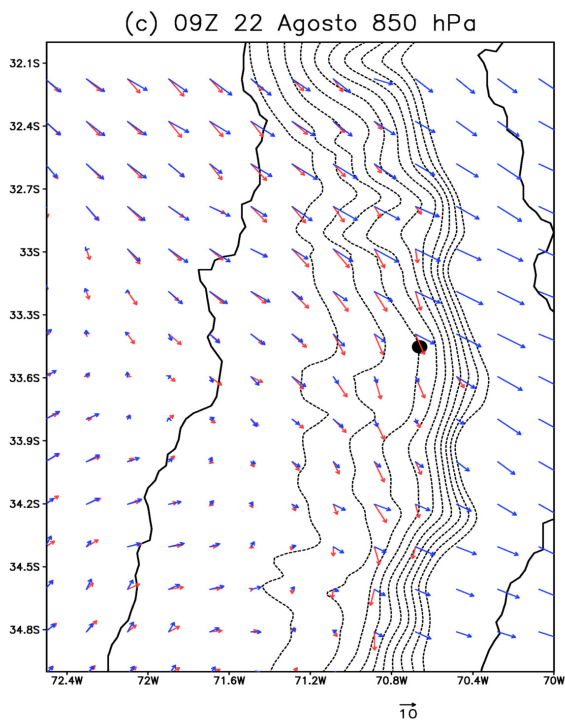
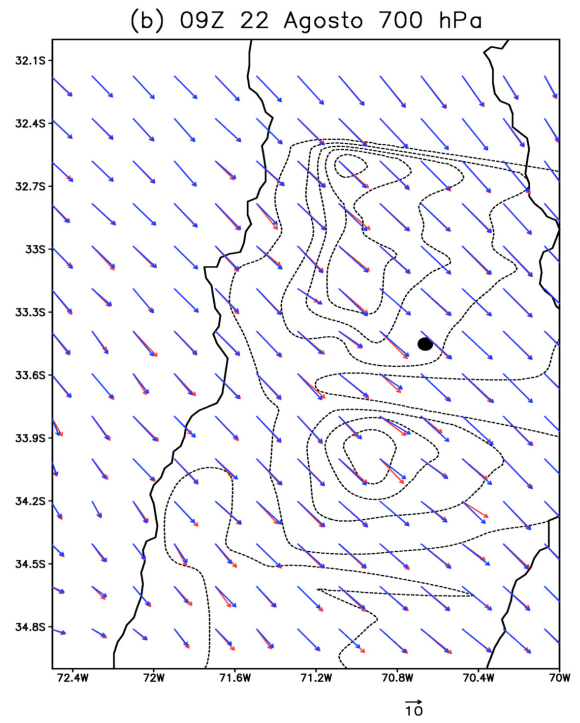
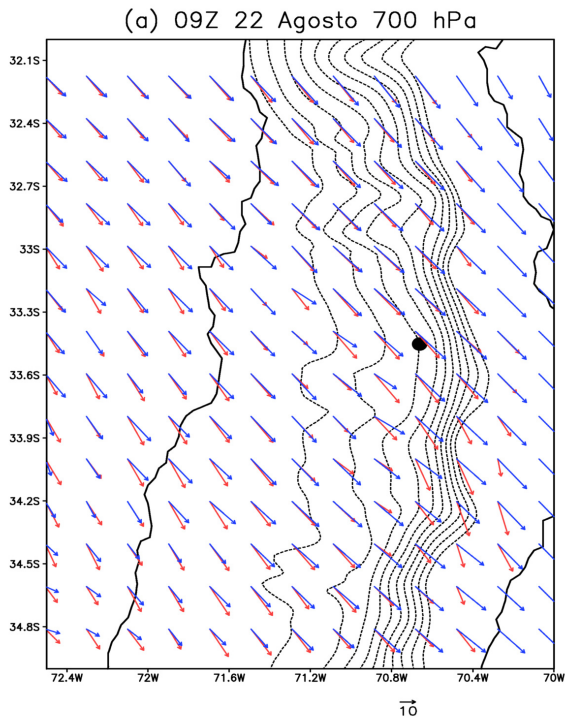


Figura 3.21: Como en la figura 3.16 pero para el evento de tormenta fría a las 09Z del 22 Agosto (Ver Fig. 3.15). Nótese el cambio en la escala de precipitación. En este caso, la sección transversal es utilizada para construir la figura 3.23.



Con Topografía
Sin Topografía

Figura 3.22: Como en la figura 3.17 pero para las 09Z del 22 de Agosto de 2012.

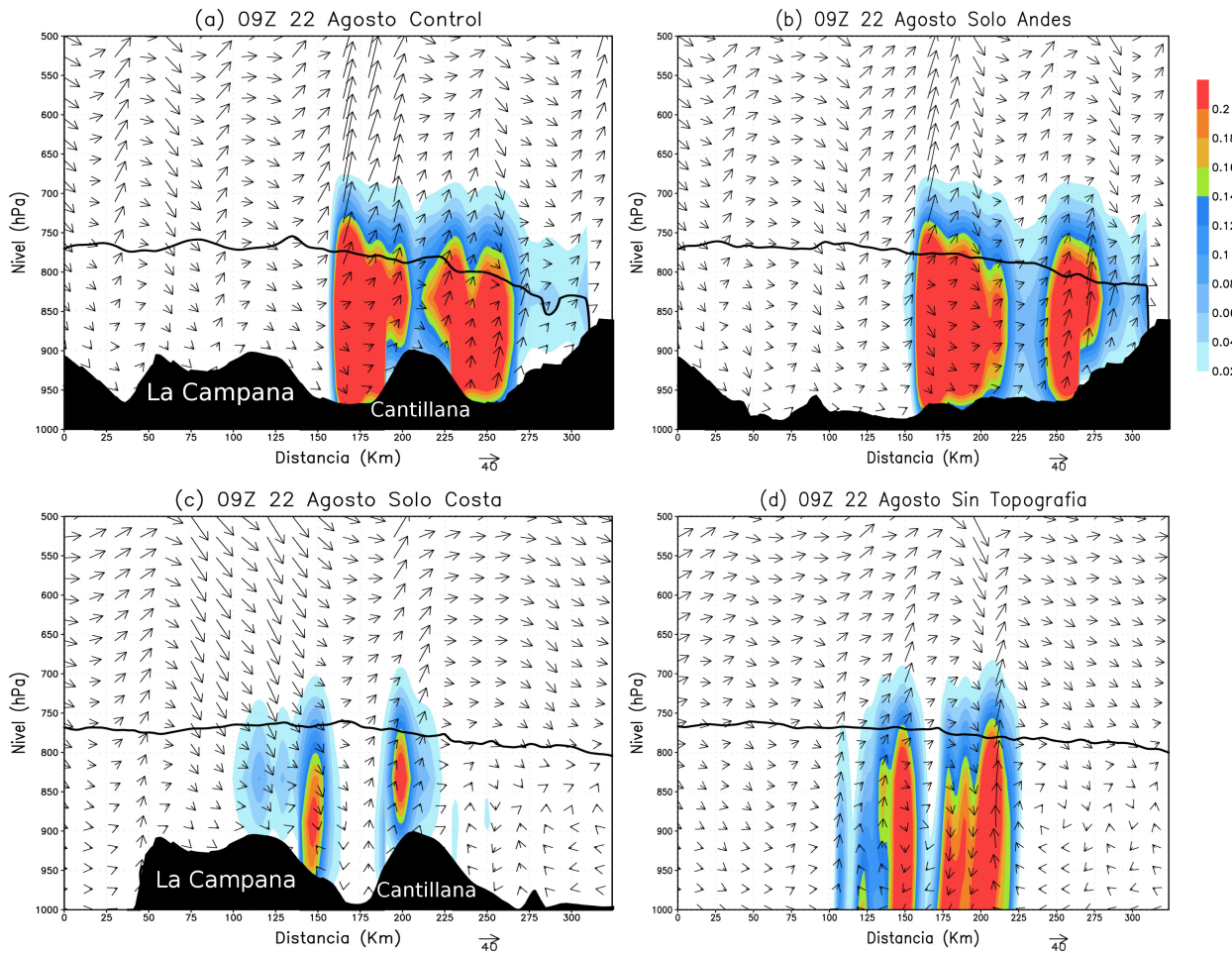


Figura 3.23: Como en la figura 3.19 pero para el caso de tormenta fría. Nótese el cambio en la escala de q_{rain} respecto a la figura 3.19.

caso cálido, de manera tal que en este instante dicho nivel se sitúa en torno a los 750 hPa y con una leve disminución hacia el sur que es más evidente en presencia de la cordillera de Los Andes, dado el estancamiento de aire frío presente en este caso.

La influencia orográfica en el campo de viento y precipitación a lo largo de la sección, está relacionada con el aumento en la precipitación hacia la cordillera de Los Andes, producto del ascenso orográficamente intensificado sobre dicho sector (Fig. 3.24a). No obstante, en la zona asociada a La Campana hay una disminución en la precipitación por efecto orográfico (kilómetro 125 de la sección), que estaría vinculada a un ascenso debilitado respecto al caso sin topografía. Destaca además en esta sección, el flujo debilitado por debajo de las estructuras de precipitación respecto a los niveles superiores, en donde puede apreciarse la intensificación del ascenso por la presencia andina. Considerando ahora sólo la cordillera de la costa como forzante orográfico en la precipitación, se aprecia que en la zona de transición entre La Campana y Cantillana se genera una disminución en la precipitación respecto al caso sin topografía (Fig. 3.24b), lo que se vincula a la mayor convergencia en superficie asociada a este último caso para este instante, producto de la remoción de la barrera costera.

Así, la precipitación asociada al evento frío responde más bien al ascenso de aire cálido

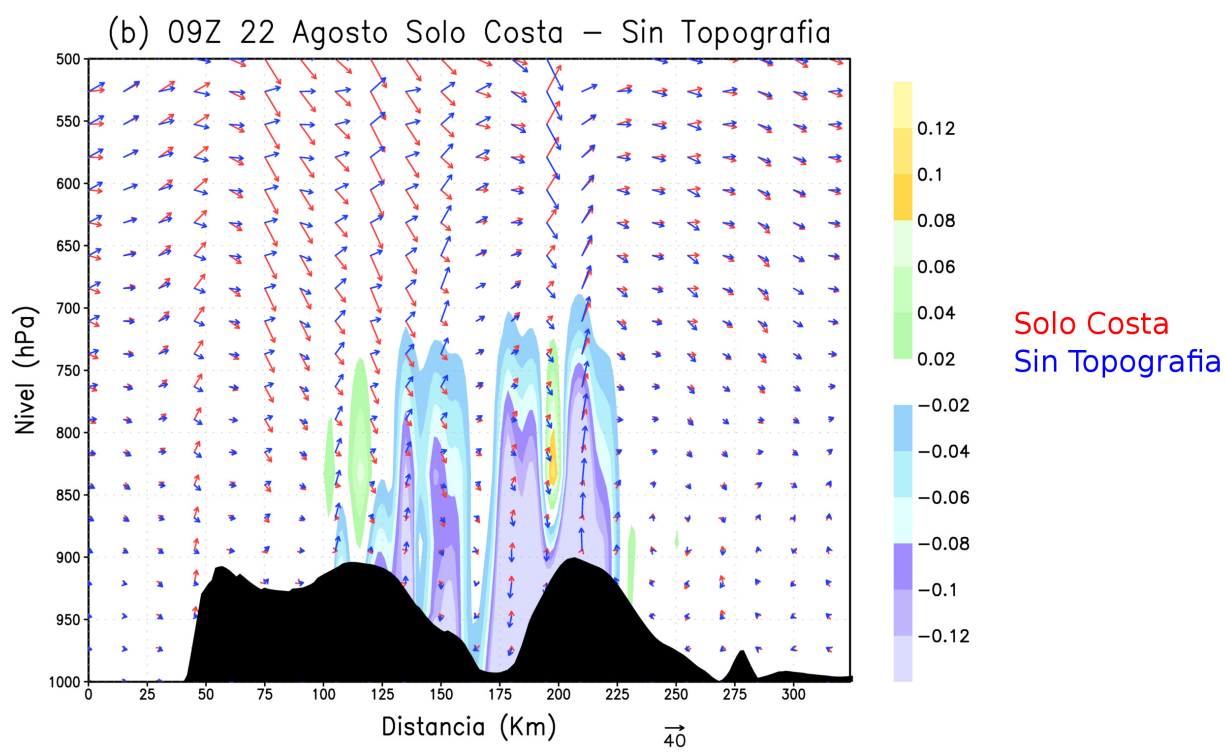
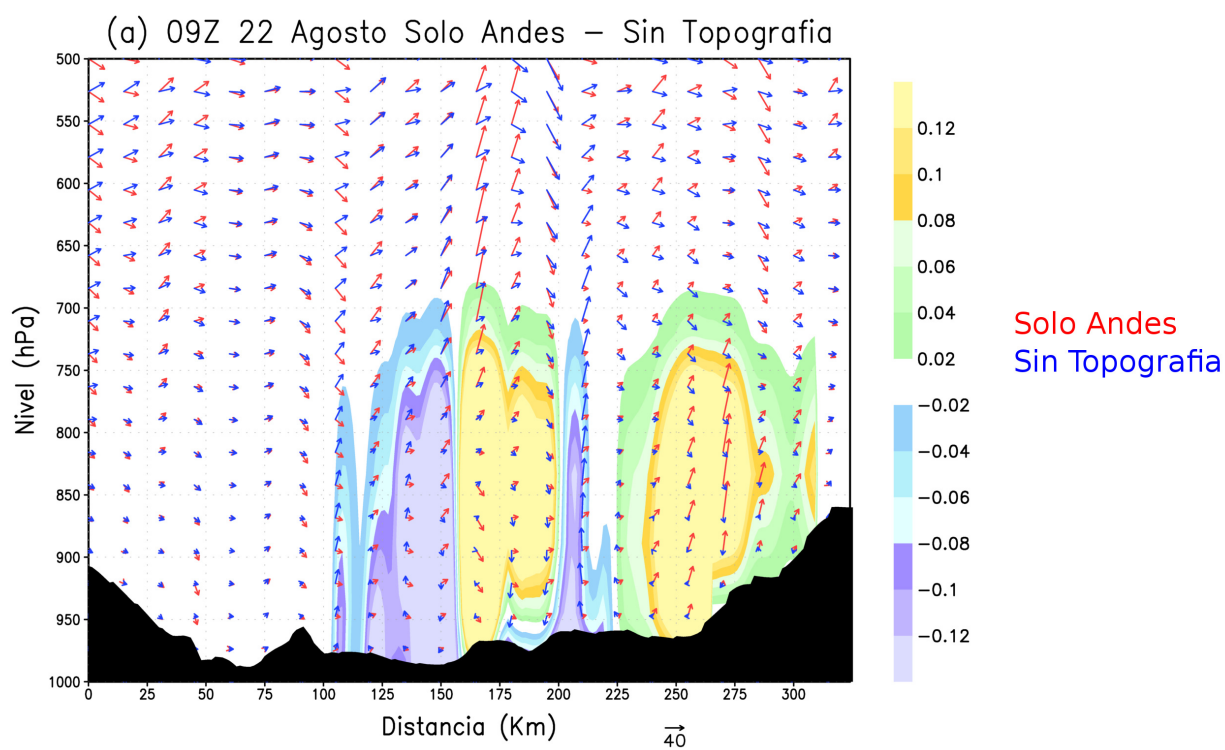


Figura 3.24: Como en la figura 3.20 pero para las 09Z del 22 de Agosto de 2012.

por sobre el domo de aire frío y estancado presente en los niveles inferiores. Dicho ascenso se ve favorecido también por la presencia andina, de manera que la cordillera de la costa, a diferencia del caso cálido, no ejerce un rol significativo en el monto y distribución de la precipitación en este caso.

Conclusión

La influencia orográfica asociada a la cordillera de la costa en la precipitación es dependiente de los patrones sinópticos que modulan la dirección del viento predominante sobre la región de estudio. Por lo tanto, dicha influencia puede presentar variabilidad caso a caso no obstante las tormentas en estudio representaron satisfactoriamente las características generales asociadas a las tormentas cálidas y frías, que corresponderían al 30 % y 60 % de los eventos de precipitación invernal en Santiago respectivamente (Garreaud 2013), esto es, para el caso de tormenta cálida: temperatura promedio superior a 10°C sin mayor variación durante la mayor parte de su desarrollo; precipitación uniformemente distribuida en el tiempo; poca variación en la presión antes y después del desarrollo del evento; un pequeño aumento de la temperatura y la presión hacia el final del episodio y la marcada presencia de un río troposférico responsable de suministrar la fuente de humedad del evento. Por otro lado, el caso analizado de tormenta fría cumple con las condiciones de: temperatura promedio inferior a 10°C durante su desarrollo; continua disminución de la temperatura previo al inicio del evento; aumento de la presión una vez iniciado y una precipitación más intensa durante los instantes iniciales. La tormenta fría estudiada, además, presenta un patrón de distribución espacial de la precipitación que asemeja al patrón climatológico (Fig. 2.2), de manera tal que dicho evento es representativo de los episodios de precipitación más frecuentes sobre Chile central.

Dicho lo anterior, la tormenta cálida, al desarrollarse con un continuo flujo del noroeste dominante en niveles bajos y con un intenso río troposférico dirigido hacia la zona de estudio, es aquella que presenta la influencia orográfica costera más clara de modo que dicho flujo, al encontrarse con la cordillera de la costa, es forzado a ascender de tal manera que el agua contenida puede llegar a precipitar si es que durante dicho ascenso se supera el nivel de condensación, generándose en una menor escala un efecto de sombra orográfica en la precipitación. Dicha sombra orográfica, se asocia a condiciones más húmedas (secas) en la ladera occidental (oriental) de la cordillera de la costa, lo cual es particularmente evidente sobre La Campana hacia el noroeste de Santiago y Cantillana hacia el sur, existiendo una precipitación acumulada en la ladera oriental de la cordillera de la costa que puede representar un orden del 50 % respecto a lo acumulado en la ladera occidental. Por otro lado, en la tormenta fría la distribución de los montos de precipitación sobre la región de estudio fue más homogénea aunque con una progresiva disminución hacia el norte como resultado de flujos menos intensos que en el caso cálido; un río troposférico más débil y la marcada presencia de un anticiclón migratorio, el cual es responsable de la componente sur del viento en niveles bajos dominante durante el desarrollo del episodio. De esta manera, en el caso de tormenta fría no se generó evidencia de un control orográfico en la precipitación asociado a la cordillera

de la costa.

Por otra parte, el campo de viento reveló una estructura vertical con una componente norte bajo el nivel 600 hPa intensificada en el caso cálido en unos 5 m/s respecto al caso frío, la cual estaría asociada con la presencia del jet de bajo nivel forzado por la cordillera de Los Andes y además por la componente noroeste proveniente del Pacífico subtropical. En niveles superiores, destaca durante los instantes de máxima intensidad en la precipitación una progresiva intensificación de la componente oeste del viento de modo que, sumado a la condición menos estable que en los instantes previos, las parcelas de aire por sobre los 2500 m pueden cruzar la barrera andina. La componente oeste del viento intensificada por sobre el nivel 400 hPa posteriormente se debilita a medida que va finalizando el episodio de precipitación. Esta intensificación del flujo en altura, es consistente con la presencia de la “corriente en chorro”, la cual aparece como consecuencia de la intensificación del gradiente meridional de temperatura asociada a la zona frontal según la relación de viento térmico (Holton 2004), generándose la inestabilidad que contribuye al desarrollo de la precipitación. Una estructura distinta aparece para el caso de tormenta fría, en donde bajo los 700 hPa se dió un flujo debilitado respecto del caso cálido y proveniente del noroeste previo al inicio de la precipitación. En instantes posteriores, existió un flujo marcadamente menor, de tal manera que la precipitación se desarrolla en presencia de un bloqueo (aire estancado y frío), en una condición que persiste hasta más allá de finalizado el evento y que no depende de la presencia orográfica. Dicho estancamiento, obedeció a una condición mayormente estable de la columna de aire y a un flujo zonal débil a bajo nivel, de tal manera que las parcelas de aire situadas bajo 3000 m no pudieron cruzar la barrera andina. Este resultado, no difiere significativamente del caso cálido, en el cual las parcelas de aire pueden cruzar la barrera andina por sobre los 2500 m. Lo anterior, dista de lo obtenido mediante la simulación con topografía completa, en donde existe una clara diferencia en el nivel a partir del cual las parcelas de aire pueden cruzar la barrera andina, de modo que en el caso cálido (frío) dicho nivel se sitúa en torno a los 1000 m (3000 m) durante el instante de mayor intensidad en la precipitación. Mientras, en niveles superiores la presencia de la prevaguada originó un intensificado flujo del noroeste en altura durante el desarrollo de la precipitación, con un flujo oeste en altura más intenso previo al inicio de la precipitación de tal manera que ésta se desarrolló en condición postfrontal pero, a diferencia del caso cálido, con un alto gradiente zonal de temperatura en niveles bajos.

Las simulaciones de cada evento con topografía completa, mostraron buena correspondencia en los patrones espaciales respecto a lo observado y la influencia de la cordillera de la costa en cada caso. En el caso cálido, la presencia de la cordillera de la costa puede explicar por sobre un 60 % de la precipitación en su ladera occidental particularmente hacia el sector de La Campana y Cantillana, no obstante que la cordillera de Los Andes es el principal agente orográfico capaz de aumentar la precipitación hacia la ladera oeste. Al respecto, cabe mencionar que la simulación sin topografía fue la que resultó con una menor precipitación en la zona excepto en la ladera oriental de la cordillera de la costa, en donde ésta provee de una sombra orográfica en la precipitación. Por otro lado, los resultados confirmaron el efecto de la cordillera de Los Andes de aumentar la persistencia de la precipitación descrito en Barret et al. 2009 hacia el sur de 35°S, no obstante en este caso no se vislumbró una desaceleración del avance de la actividad frontal por la presencia andina. La persistencia previamente descrita, no se observó al considerar sólo la cordillera de la costa en la simulación, la cual tampoco

modifica mayormente el avance del frente respecto del caso sin topografía. Lo anterior, contrasta con lo ocurrido durante la tormenta fría, puesto que en este último caso la progresión de la actividad frontal se explica casi en su totalidad por la presencia andina, la cual parece aumentar la persistencia de la precipitación sólo entre 35° y 36°S, lo que concuerda con el caso de estudio de tormenta fría descrito en Barret et al. 2009.

En el caso cálido además, fue posible evidenciar que los agentes orográficos individuales (cordillera de la costa y cordillera de Los Andes) no explican por sí solos la precipitación obtenida sobre la región de estudio en la simulación control. Sin embargo, la combinación lineal de ambos factores (considerando la no sobrerrepresentación del caso sin topografía) tendió a sobreestimar la precipitación de la simulación control por sobre un 25 % en el valle central y cordillera de la costa, por lo que procesos no lineales existen en la relación precipitación-orografía. Dichos procesos no lineales, pueden estar vinculados a que la topografía en la simulación control no se encuentra representada por la suma entre la topografía asociada a la simulación “Solo Andes” y la topografía asociada a la simulación “Solo Costa”, no obstante a que los patrones espaciales en la precipitación asociada al caso cálido en la simulación “Solo Costa” no difieren mucho respecto al resultado de la simulación “Control-Solo Andes”. En la tormenta fría, en cambio, la influencia orográfica está vinculada principalmente a la presencia andina no obstante un efecto de sombra orográfica en la precipitación acumulada aparece entre Cantillana y La Campana. Por otra parte, sobre gran parte de la región de estudio la combinación lineal “Solo Costa+Solo Andes-Sin Topografía” subestima los montos de precipitación particularmente sobre Cantillana, donde dicha subestimación es superior al 15 % respecto a la simulación control. Luego, los procesos no lineales en la relación precipitación-orografía pueden variar caso a caso y merecen mayor atención.

La presencia orográfica además, puede influenciar la dirección de los flujos en un resultado que confirma la presencia de un flujo del norte por la presencia andina según lo descrito por Barret et al. (2009). Sin embargo, la topografía costera no ejerce un rol significativo en la modificación de la componente horizontal del viento. Por otro lado, la presencia de la topografía costera sí modifica los patrones de flujo vertical de modo que ésta constituye, en una menor escala, una barrera capaz de modificar los patrones de distribución de la precipitación, lo que es particularmente evidente en el caso cálido.

El mecanismo físico que explica la existencia de una sombra orográfica en la precipitación asociada a la cordillera de la costa, está relacionada con un flujo a barlovento que se encuentra orográficamente forzado a ascender, de tal manera que si durante el ascenso se sobrepasa el nivel de saturación, el vapor de agua contenido en la parcela de aire ascendente puede condensarse y precipitar sobre la ladera a barlovento. En condiciones levemente estables, y con un flujo perpendicular a la montaña intensificado, dicho aire ascendente puede cruzar la barrera topográfica alcanzando la saturación y precipitar su contenido de agua líquida sobre la cima, no obstante a que este proceso puede verse favorecido por la presencia de actividad frontal según el proceso “feeder-seeder” de precipitación (e.g. Barros y Kuliwoski 1998; White et al. 2003). A sotavento de la montaña costera en tanto, las parcelas de aire descienden generándose una condición más seca que explica la sombra orográfica en la precipitación presente entre La Campana y Cantillana en el caso cálido. Un aspecto que confirma lo anterior, es el aumento de la precipitación a barlovento de la cordillera de Los Andes al remover la cordillera de la costa, de tal manera que al no existir la barrera costera las parcelas

de aire no experimentan la saturación sino hasta verse forzadas a ascender por la presencia andina. Sin embargo, este proceso es menos evidente en el caso de tormenta fría, puesto que la presencia marcada de aire frío y estancado hace que el rol orográfico en la precipitación sea principalmente andino. De esta manera, la cordillera de la costa proveerá de una sombra orográfica en la precipitación sólo cuando el flujo a barlovento sea lo suficientemente intenso como para ascender por sobre ella y si es que durante dicho ascenso existen las condiciones para sobrepasar el nivel de saturación. Bajo la condición de bloqueo en tanto, como en el caso de tormenta fría, la influencia orográfica en la precipitación será principalmente de origen andino, no obstante que el desarrollo de la precipitación depende además de la presencia de una prevaguada en altura que sea capaz de gatillar el evento de precipitación a través de la convergencia en superficie.

Naturalmente, la influencia orográfica en la precipitación puede ser distinta dependiendo de los patrones sinópticos involucrados tal como ocurre en el caso de las tormentas estudiadas, por lo que se hace necesario, a futuro, analizar si es posible generalizar los resultados obtenidos a partir de este análisis de casos y, por otra parte, analizar la validez de los resultados obtenidos en otros sectores de la cordillera de la costa en Chile central como, por ejemplo, la cordillera de Nahuelbuta. En este sector, la elevación puede superar los 1400 msnm (en torno a la península de Arauco), lo que equivale aproximadamente a la mitad de la mayor elevación de la cordillera de Los Andes en la zona (3000 msnm en Antuco). Con este antecedente, se esperaría, en este sector, una menor diferenciación respecto a los casos estudiados sobre Santiago en la contribución de la cordillera de Los Andes y la cordillera de la costa en la distribución de precipitación en la zona. De esta manera, se obtendría mayor conocimiento respecto a la variación latitudinal de la interacción cordillera de la costa y cordillera de Los Andes en los eventos de precipitación en Chile central.

Bibliografía

- Aceituno, P., 1988** On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part 1: Surface climate. *Monthly Weather Review*, **116**, 505-524.
- Barret, B.S., R.D. Garreaud, y M. Falvey, 2009** Effect of the Andes Cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3092-3109.
- , **D.B. Krieger, y C.P. Barlow, 2011** Multiday circulation and precipitation climatology during winter rain events of differing intensities in central Chile. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 1071-1085.
- Barros, A. y R. Kuliwoski, 1998** Orographic effects during a severe wintertime rainstorm in the Appalachian Mountains. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2648-2672.
- Bond, N.A., y coautores, 1997** The Coastal Observations and Simulations with Topography (COAST) experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1941-1955.
- Chou, M.D., 1992** A solar radiation model for climate studies. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 762-772.
- Colle, B.A., B.F. Smull, y M. Yang, 2002** Numerical simulations of a landfalling cold front observed during COAST: Rapid evolution and responsible mechanisms. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1945-1966.
- Durrán, D.R., y J.B. Klemp, 1982** The effects of moisture on the Brunt Väisälä frequency. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2152-2158.
- Egger, J. y K. Hoinka, 1992** Fronts and orography. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **48**, 3-36.
- Falvey, M. y R. Garreaud, 2007** Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences. *J. of Hydrometeorology*, **8**, 171-193.
- Fuenzalida, H., 1971** Climatología de Chile. Publicación interna del Departamento de Geofísica y Geología. Universidad de Chile, 90 pp.
- Garreaud, R.D., 1994** Configuraciones atmosféricas regionales durante grandes tormentas pluviales en Chile central. *Meteorológica*, **19**, 73-81.

- , **2013** Warm winter storms in central Chile. *J. of Hydrometeorology*, **14**, 1515-1534.
- , y **H. Fuenzalida**, **2007** The influence of the Andes on Cutoff Lows: A modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1596-1613.
- , **M. Vuille**, **R. Compagnucci**, y **J. Marengo**, **2009** Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **281**, 180-195.
- , **A. Montecinos**, **M. Falvey** y **C. Muñoz**, **2011** Modificación de la precipitación frontal por efectos de la cordillera de Nahuelbuta: Resultados preliminares del proyecto AFEX. *Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sudoriental*. La Serena, Chile.
- Geerts, B.**, **2014** Dynamics and microphysics of orographic precipitation. Charla en el Centro de Investigación del Clima y la Resiliencia (CR)². 12 de Marzo de 2014, Santiago, Chile.
- Holton, J. ,** **2004** An Introduction to Dynamic Meteorology. Fourth Edition. *Elsevier Academic Press.*, 540 pp.
- Janjic, Z.I.**, **2001** Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. NCEP Office Note 437. 61 pp.
- , **1994** A step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927-945.
- Kain, J.S.**, y **J.M. Fritsch**, **1993** Convective parametrization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The representation of cumulus convection in numerical models*, *Meteor. Monogr.*, **46**, Amer. Meteor. Soc., 165-170.
- Lin, Y.L.**, **R.D. Farley**, y **H.D. Orville**, **1983** Bulk parametrization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **33**, 118-133.
- Medina, S.**, y **R.A. Houze Jr.**, **2003** Air motions and precipitation growth for orographic precipitation enhancement. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 345-371.
- , **B.F. Smull**, **R.A. Houze Jr.**, y **M. Steiner**, **2005** Crossbarrier flow during orographic precipitation events: Results from MAP and IMPROVE. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3580-3598.
- Mellor, G.L.**, y **T. Yamada**, **1982** Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Minder, J.R.**, **D.R. Durran**, y **G.H. Roe**, **2011** Mesoscale controls of the mountainside snow-line. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2107-2127.
- Mlawer, E.J.**, y **coautores**, **1997** RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102** (D14), 16663-16682.

- Montecinos, A., y P. Aceituno, 2003** Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies *J. Climate*, **16**, 281-296.
- , **M.V. Kurgansky, C. Muñoz, y K. Takahashi, 2011** Non-ENSO interannual rainfall variability in central Chile during austral winter. *Theor. and Appl. Climatology*, **106**, Issue 3, 557-568.
- Neiman, P.J., y coautores, 2004** Modification of fronts and precipitation by coastal blocking during landfalling winter storm in Southern California: Observations during CALJET. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 242-273.
- , **L.J. Schick, F.M. Ralph, M. Hughes, y G.A. Wick, 2011** Flooding in western Washington: The connection to atmospheric rivers. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 1337-1358.
- Ogaz, P. y H. Fuenzalida, 1981** Acerca de un paso frontal y sus manifestaciones en el litoral árido del norte de Chile. *Tralka*, 2, número 1, 19-38.
- Parish, T., 1982** Barrier winds along the Sierra Nevada mountains. *J. Appl. Meteorology*, **21**, 925-930.
- Ralph, F.M., y coautores, 1999** The California Land-falling Jets Experiment (CALJET): Objectives and design of a coastal atmosphere-ocean observing system deployed during a strong El Niño. Preprints, *Third Symp. on Integrated Observing Systems*, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc., 78-81.
- Roe, G.H., 2005** Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 645-671.
- Rutllant, J., y R.D. Garreaud, 2004** Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 611-622.
- Saha, S., y coautores, 2010** The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015-1057.
- Seluchi, M.E., R.D. Garreaud, F.A. Norte, y A.C. Saulo, 2006** Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: A cold front case study. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3317-3335.
- Skamarock, W.C., y coautores, 2005** A description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468+STR, 88 pp.
- Smith, R. y J. Evans, 2007** Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern Andes. *J. of Hydrometeorology*, **8**, 3-19.
- Vera, C., P. Vigliarolo, y E. Berbery, 2002** Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, **130**, 684-699.
- Viale, M. y M.N. Nuñez, 2011** Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical Central Andes an associated synoptic and regional characteristics. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 481-507.

- , **R.A. Houze, K.L. Rasmussen, 2013** Upstream orographic enhancement of a narrow cold-frontal rainband approaching the Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1708-1730.
- Wallace, J.M., y P.V. Hobbs, 2006** Atmospheric Science: An introductory survey. Second edition. *Elsevier Academic Press*, 484 pp.
- White, A.B., y coautores, 2003** Coastal orographic rainfall processes observed by radar during California Land-falling Jets Experiment. *J. Hydrometeorology*, **4**, 264-282.
- Yu, C.K., y B.F. Smull, 2000** Airborne Doppler observations of a landfalling cold front upstream of steep coastal orography. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1577-1603.
- Zhu, Y., y R.E. Newell, 1998** A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 725-735.

Apéndice A

Red de estaciones pluviométricas

Simbología

AFEX Andean Forcing Experiment. Red de termopluviómetros desplegados en la zona de Cantillana ($\approx 34^{\circ}\text{S}$).

UCh Estación montada en el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

DMC Red de estaciones pertenecientes a la Dirección Meteorológica de Chile.

Agroclima Red de Meteorología Agrícola perteneciente a la Dirección Meteorológica de Chile.

Codelco Red de estaciones instaladas en torno a la mina El Teniente y pertenecientes a la Corporación Nacional del Cobre.

DGA Red de estaciones pertenecientes a la Dirección General de Aguas, dependiente del Ministerio de Obras Públicas.

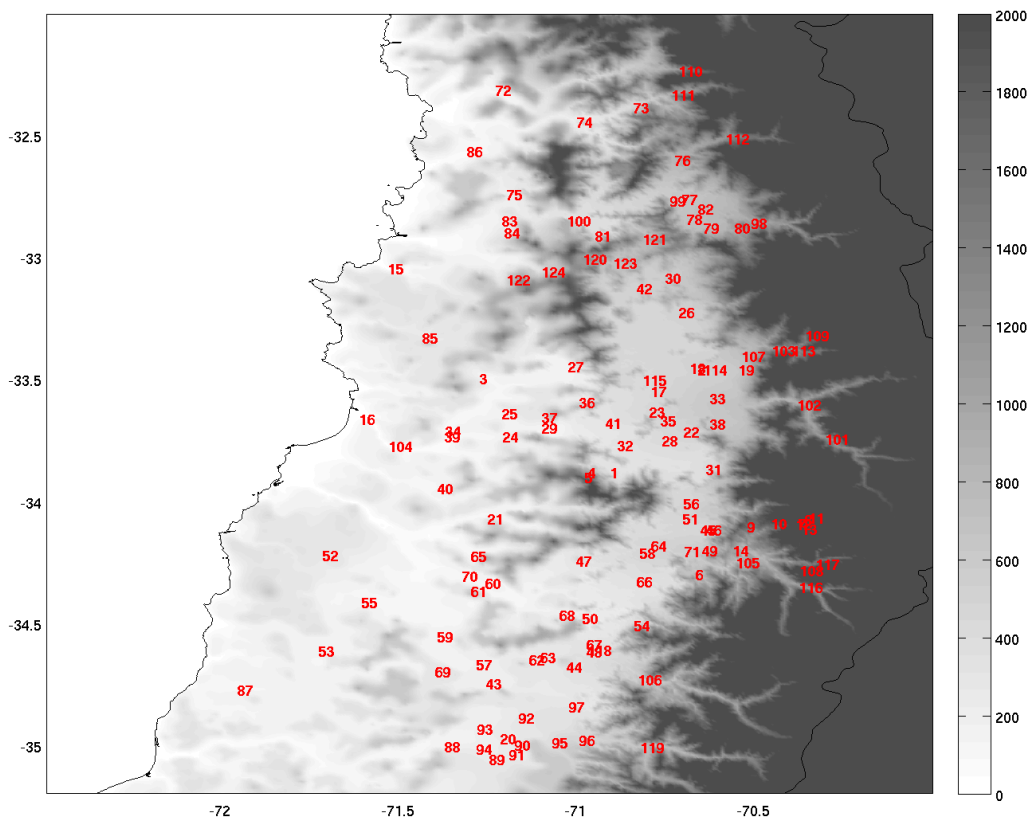


Figura A.1: Distribución espacial de las estaciones, individualizadas con un número y que corresponden a la tabla de las páginas siguientes. Rasgos topográficos, medidos en msnm.

Num	Estación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Elevación (msnm)	Fuente
1	Aculeo	33.87	70.91	380	AFEX
2	DGF	33.45	70.66	533	UCh
3	Ibacache	33.49	71.28	209	AFEX
4	Portezuelo	33.87	70.97	851	AFEX
5	Puerta del Viento	33.89	70.98	1394	AFEX
6	El Parrón	34.29	70.67	710	Codelco
7	Sewell	34.08	70.38	2155	Codelco
8	Teniente Alto	34.07	70.36	3250	Codelco
9	Barahona	34.10	70.52	1615	Codelco
10	Colón	34.08	70.46	1971	Codelco
11	La Huacha	34.06	70.35	3150	Codelco
12	La Junta	34.09	70.39	2040	Codelco
13	Larraín	34.11	70.37	2993	Codelco
14	Maitenes	34.19	70.56	1042	Codelco
15	Rodelillo	33.04	71.53	330	DMC
16	Santo Domingo	33.66	71.61	75	DMC
17	Quinta Normal	33.54	70.79	527	DMC
18	Pudahuel	33.45	70.68	480	DMC
19	Tobalaba	33.45	70.55	650	DMC
20	Curicó	34.97	71.22	225	DMC
21	Alhué	34.07	71.25	127	Agroclima
22	Buin	33.71	70.70	527	Agroclima
23	Calera de Tango	33.63	70.80	470	Agroclima
24	Chocalán	33.73	71.21	156	Agroclima
25	Cholqui	33.63	71.21	164	Agroclima
26	Colina	33.22	70.72	No Disponible	Agroclima
27	Curacaví	33.44	71.03	No Disponible	Agroclima
28	El Carmelo	33.74	70.76	457	Agroclima
29	El Monte	33.69	71.10	215	Agroclima
30	Huechún	33.08	70.75	No Disponible	Agroclima
31	Huelquén	33.86	70.64	417	Agroclima
32	Isla Maipo	33.76	70.89	338	Agroclima
33	La Platina	33.57	70.63	630	Agroclima
34	Leyda	33.70	71.37	100	Agroclima
35	Lo Herrera	33.66	70.77	499	Agroclima
36	Mallarauco	33.59	71.00	267	Agroclima
37	Melipilla	33.65	71.10	243	Agroclima
38	Pirque	33.67	70.63	671	Agroclima
39	San Diego	33.73	71.38	1235	Agroclima
40	San Pedro	33.94	71.39	169	Agroclima
41	Talagante	33.67	70.92	339	Agroclima
42	Til Til	33.12	70.83	546	Agroclima
43	Chépica	34.74	71.26	205	Agroclima

Num	Estación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Elevación (msnm)	Fuente
44	Chimbarongo	34.67	71.03	325	Agroclima
45	Codegua	34.11	70.65	No Disponible	Agroclima
46	Codegua Norte	34.11	70.64	527	Agroclima
47	Coltauco	34.24	71.01	479	Agroclima
48	El Carmen	34.61	70.98	363	Agroclima
49	El Pangui	34.20	70.65	No Disponible	Agroclima
50	El Tambo	34.47	70.99	252	Agroclima
51	Graneros Norte	34.06	70.71	492	Agroclima
52	Estrella Norte	34.21	71.72	295	Agroclima
53	Estrella Sur	34.61	71.73	157	Agroclima
54	Malloa	34.50	70.84	475	Agroclima
55	Marchigüe	34.41	71.61	140	Agroclima
56	Mostazal	34.00	70.70	448	Agroclima
57	Nancagua	34.66	71.28	186	Agroclima
58	Olivar Alto	34.20	70.82	457	Agroclima
59	Palmilla	34.55	71.40	151	Agroclima
60	Peumo Norte	34.33	71.26	156	Agroclima
61	Pichidegua	34.36	71.30	169	Agroclima
62	Placilla Chacarilla	34.64	71.14	234	Agroclima
63	Placilla Llallagua	34.63	71.11	260	Agroclima
64	Punta Cortes	34.17	70.79	479	Agroclima
65	Rapel	34.22	71.30	125	Agroclima
66	Requinoa	34.32	70.83	528	Agroclima
67	San Fernando	34.58	70.98	354	Agroclima
68	San Vicente TT	34.46	71.05	213	Agroclima
69	Santa Cruz	34.69	71.40	178	Agroclima
70	Santa Brisila	34.30	71.32	128	Agroclima
71	UAC Machalí	34.20	70.70	No Disponible	Agroclima
72	Pullancón	32.31	71.23	87	Agroclima
73	Paihuén	32.38	70.84	No Disponible	Agroclima
74	San Lorenzo	32.44	71.00	248	Agroclima
75	Nogales	32.74	71.20	227	Agroclima
76	Putauendo	32.59	70.73	881	Agroclima
77	San Felipe	32.76	70.71	672	Agroclima
78	Rinconada	32.84	70.69	717	Agroclima
79	Calle Larga	32.87	70.65	776	Agroclima
80	San Esteban	32.87	70.56	949	Agroclima
81	Llay Llay	32.90	70.95	441	Agroclima
82	La Peña	32.79	70.66	No Disponible	Agroclima
83	La Cruz	32.84	71.21	153	Agroclima
84	Quillota	32.89	71.21	139	Agroclima
85	Casablanca	33.32	71.44	312	Agroclima
86	Catapilco	32.56	71.31	611	Agroclima

Num	Estación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Elevación (msnm)	Fuente
87	Rarín	34.77	71.96	181	Agroclima
88	Sagrada Familia	35.00	71.37	158	Agroclima
89	Lontué	35.05	71.25	231	Agroclima
90	Molina	35.00	71.18	250	Agroclima
91	Marengo	35.03	71.19	205	Agroclima
92	Teno	34.88	71.17	286	Agroclima
93	Rauco	34.93	71.28	210	Agroclima
94	Trapiche	35.00	71.28	195	Agroclima
95	La Huerta	34.98	71.07	379	Agroclima
96	Guaico Tres	34.97	71.00	465	Agroclima
97	Morza Norte	34.84	71.02	122	Agroclima
98	Aconcagua Chacabuquito	32.85	70.51	950	DGA
99	Aconcagua San Felipe	32.76	70.74	650	DGA
100	Aconcagua Romeral	32.84	71.03	365	DGA
101	Maipo San Alfonso	33.74	70.30	1092	DGA
102	Maipo El Manzano	33.60	70.38	890	DGA
103	Mapocho Almendros	33.37	70.45	966	DGA
104	Maipo Cambimbao	33.77	71.53	23	DGA
105	Canal Sauzal Pte Termas	34.24	70.55	750	DGA
106	Tinguiririca Los Briones	34.72	70.83	560	DGA
107	Cerro Calán	33.40	70.54	848	DGA
108	Cachapoal Pte Arqueado	34.28	70.37	115	DGA
109	Estero Yerba Local	33.31	70.36	1550	DGA
110	Río Sobrante Piñadero	32.23	70.71	1300	DGA
111	Alicahue Collihuay	32.33	70.74	780	DGA
112	Putando Rdo Los Patos	32.51	70.58	1218	DGA
113	Río Molina antes Junta SF	33.37	70.40	1128	DGA
114	Terraza Oficina DGA	33.45	70.65	560	DGA
115	Mapocho Rinconada Maipú	33.45	70.82	440	DGA
116	Cachapoal 5 km a Junta	34.35	70.38	1127	DGA
117	Pangal en Pangal	34.25	70.33	1500	DGA
118	San Fernando	34.60	70.97	350	DGA
119	Teno después de Junta	35.00	70.82	647	DGA
120	Caleu	33.00	70.98	1120	DGA
121	Las Chilcas	32.92	70.82	850	DGA
122	Lliu Lliu	33.08	71.20	260	DGA
123	Rungue	33.02	70.90	700	DGA
124	Quebrada Alvarado	33.05	71.10	290	DGA

Apéndice B

Esquemas de parametrizaciones físicas en WRF

Radiación de onda corta (Goddard) El esquema modela la radiación solar considerando la absorción y dispersión debido al ozono; vapor de agua; oxígeno; nube y aerosoles (scattering Rayleigh). En este esquema, la región ultravioleta y visible del espectro ($\lambda < 0,69 \mu m$) se agrupa en 4 bandas y para cada una de ellas se calcula un coeficiente de absorción de ozono y vapor de agua además de una sección transversal efectiva para estimar la dispersión. Los flujos estimados consideran una atmósfera dispersante; de capa clara o bien una atmósfera compuesta entre ambas.

Radiación de onda larga (RRTM) Este esquema (Modelo Rápido de Transferencia Radiativa; RRTM) permite calcular los flujos y tasas de enfriamiento para la región espectral de onda larga ($10 - 3000 \text{ cm}^{-1}$) para una atmósfera clara arbitraria. En sus parametrizaciones utiliza vapor de agua; CO_2 ; O_3 ; CH_4 y N_2O (óxido nitroso) junto con el grupo de halocarbonos. Este esquema se diseñó para tener una alta rapidez de ejecución y ha sido validado para las condiciones de verano e invierno en latitudes medias, donde ha probado tener un error del orden de 1 W/m^2 en el flujo neto y de 0.07 K/día en la tasa de enfriamiento terrestre.

Microfísica de Nubes (Purdue-Lin) El esquema se basa en un modelo de nube bidimensional dependiente del tiempo. En este modelo, se incorpora vapor de agua; nubes de agua y hielo; precipitación; nieve y granizo. Los procesos parametrizados incluyen colisión-coalescencia y acreción, permitiendo la formación y derretimiento de granizo por medio de un congelamiento y derretimiento probabilístico de gotas de lluvia respectivamente.

Convección (Kain-Fritsch) El esquema identifica capas que son potenciales fuentes de nubes convectivas por medio de un proceso de eliminación basado en la intensidad de los movimientos verticales, los cuales incorporan el efecto de entrainment (incorporación de aire de capas superiores) para así estimar la existencia de inestabilidad y las propiedades de las nubes convectivas generadas bajo un sistema de referencia lagrangiano (solidario con la parcela de aire).

Procesos de capa superficial (Modelo Difusión Termal 5 capas) Este esquema, diseñado originalmente para MM5, utiliza 5 capas sobre la superficie terrestre con espesores de 1; 2; 4; 8 y 16 cms, las cuales utiliza para estimar la transferencia de calor entre ellas por medio de la resolución de la ecuación unidimensional de difusión simple. Dicha transferencia de calor, es entonces proporcional al gradiente de temperatura y se calcula a partir del estado estacionario, en el cual se considera un perfil de temperatura que varía linealmente con la altura entre el suelo y 47 cm.

Energía Cinética Turbulenta (Mellor-Yamada-Janjic) El esquema resuelve iterativamente la ecuación de producción/disipación de Energía Cinética Turbulenta (TKE) y es capaz de pronosticar estabilización o desestabilización de los flujos turbulentos por efectos de la estratificación de la densidad y/o temperatura o bien por la curvatura de los flujos al encontrarse con la topografía. Lo anterior ha permitido que sea usado para aplicaciones en modelación de mesoescala (MM5) y de escala sinóptica, así como en modelos de circulación general (GCM).